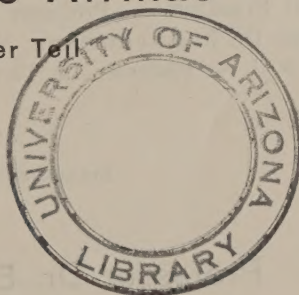


E. Krenkel

Geologie Afrikas

Erster Teil



Geologie der Erde

Unter Mitwirkung

von

Privatdozent Dr. S. v. Bubnoff, Universität Breslau — Professor Dr. H. F. Cleland, Williams-Universität, Williamstown, Mass. — Professor Dr. H. Gerth, Universität Leiden, Holland — Professor Dr. V. M. Goldschmidt, Universität Oslo, Norwegen — Professor Dr. K. Leuchs, Universität Frankfurt — Professor Dr. P. Niggli, Universität Zürich — Professor Dr. R. Ruedemann, New York-Staats-Universität, Albany, N. J. — Professor Dr. Tams, Universität Hamburg

herausgegeben von

Professor Dr. Erich Krenkel

Berlin

Verlag von Gebrüder Borntraeger

W 35 Schöneberger Ufer 12a

1925



Die Furche des Akaba-Grabens (Wadi Araba). Im Vordergrund die Ostflanke des Grabens.
(Fliegeraufnahme aus 3000 m Höhe, 10 km nördlich von Akaba.)

Geologie der Erde

Geologie Afrikas

Erster Teil

von

Professor Dr. Erich Krenkel

Geologisches Institut der Universität Leipzig

Mit 22 Tafeln und 105 Textfiguren

Berlin

Verlag von Gebrüder Borntraeger

SW 35 Schöneberger Ufer 12a

1925

Alle Rechte,
insbesondere das Recht der Übersetzung in fremde Sprachen, vorbehalten
Copyright 1925, by Gebrüder Borntraeger in Berlin



Vorwort

Dieser erste Band der Geologie Afrikas enthält als einführende Teile Bemerkungen zur Physiographie des Kontinents und der ihn umgebenden Meeresräume, ferner geologische Übersichten über das ganze Betrachtungsgebiet und seine Hauptteile, als dritten Teil aber die regionale Geologie seiner östlichen Großregionen.

Der zweite Band wird die Fortsetzung der Schilderung der Großregionen, beginnend mit Südafrika, bringen, und mit einer Reihe von allgemeinen Betrachtungen und Folgerungen schließen.

Die Fülle der über den dunklen Kontinent bekannten geologischen Tatsachen — von dem auch heute noch das alte Sprichwort gilt: „*ἀεὶ γέρεε τι λιβύη καιρόν*“ — zwang zur scharfen Auswahl des Dargestellten. Nicht überall wird diese Auslese als richtig empfunden werden, die wohl das Schwierigste am ganzen Werke war. Viele Einzelheiten, die dem Spezialforscher erwähnenswert erscheinen mögen, blieben unberücksichtigt, um den Charakter einer übersichtlichen Darstellung zu wahren.

Auch bei Angabe der Autoren mußte starke Beschränkung obwalten. Aufgeführt sind die wichtigsten geologischen Arbeiten, zum größeren Teile stratigraphische, fast nie rein paläontologische. Literatur über unbekannte Gebiete ist vollständiger genannt, als solche aus besser erforschten. Eine Reihe wichtiger Werke ist nicht zugänglich gewesen. Vielleicht wäre auch manches Werk aus der gewaltigen Reiseliteratur — deren Durcharbeiten meist niederdrückend unfruchtbar ist —, und der oft ausgezeichneten wissenschaftlichen geographischen anzuführen gewesen. Doch ist es unmöglich gewesen.

Daß die Ausstattung des Werkes so reichhaltig werden konnte, das danke ich meinem Verleger Dr. THOST, der in alter Freundschaft allen meinen Wünschen entsprochen hat.

Vielen Fachgenossen des In- und Auslandes, besonders Englands und Italiens, habe ich für Mitteilungen und Übersenden ihrer Arbeiten

zu danken. Die Aufnahmen der preußischen Fliegerabteilung 307 aus Syrien wurden von Prof. WEICKMANN und Hauptmann STEINER, ägyptische von Geheimrat STEINDORFF und Prof. LEUCHS, aus Abessinien von Prof. ROSEN freundlichst zur Verfügung gestellt.

Für Vorschläge über Verbesserungen wäre ich dankbar. Denn sachliche Fehler werden — bei der Fülle der Literatur, den unlösbaren Widersprüchen in den Quellen, den häufig nicht nachprüfbaren Ortsangaben, der wechselnden Schreibweise der Namen — sicherlich stehen geblieben sein.

Partenkirchen, im September 1924

E. Krenkel

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	Seite V
Inhaltsverzeichnis	VII

Erster Teil

Physiographie Afrikas

1. Kapitel. Das Festland	1
2. „ Die umgebenden Meeresräume	4
3. „ Die orographisch-morphologische Gliederung Afrikas	10
1. Hoch-, Nieder- und Klein-Afrika	10
2. Hochafrika	11
3. Niederafrika	15
4. Kleinafrika	19

Zweiter Teil

Grundlinien der Geologie Afrikas

4. Kapitel. Übersicht über den geologischen Bau des Kontinents	20
5. „ Die Merkmale der großen geologischen Regionen	37
1. Syrabien	37
2. Egnubien	38
3. Abessomalien	39
4. Ostafrika	40
5. Inseln im Indik	41
6. Südafrika	43
7. Kongobecken	45
8. Sudan	46
9. Saharien	48
10. Atlas	49
11. Inseln im Atlantik	50

Dritter Teil

Regionale Geologie der Großregionen

6. Kapitel. Syrabien	52
I. Geographischer Überblick	52
II. Geologische Geschichte	54
III. Schichtenfolge und Gesteine	57
1. Das präkambrische Grundgebirge	57
2. Oberalgonkium	59
3. Paläozoikum	59
4. Trias	61
5. Jura	62

	Seite
6. Kreide	65
7. Tertiär	71
8. Quartär	73
9. Jüngere Vulkanite	76
IV. Der geologische Bau der Einzellandschaften	77
A. Arabien	77
1. Innerarabien	77
2. Die arabischen Randlandschaften	80
B. Sinai	87
C. Die Erythreis	89
1. Das Rote Meer	89
2. Die Golfe von Suez und Akaba	99
D. Syrien	100
1. Südsyrien	102
2. Mittelsyrien	112
3. Nordsyrien	118
E. Grenzregion zwischen Eurasien und Afrika in Nordsyrien	120
Literatur	122
7. Kapitel. Egnubien	124
A. Überblick über Egnubien	124
B. Egypten	132
I. Verbreitung der Formationen	134
II. Der tektonische Bau	136
III. Die Formationen	140
1. Das Grundgebirge	140
2. Karbon	144
3. Kreideformation	144
4. Tertiär	149
5. Quartär	154
6. Jungvulkanische Gesteine	157
IV. Die abflußlosen Senken der Libyschen Wüste	159
V. Der historische Nil	164
C. Nubien und der Ostsudan	170
Literatur	175
8. Kapitel. Abessomalien	178
I. Geologische Übersicht	178
II. Gesteine und Schichten	180
1. Das Grundgebirge	180
2. Adigrat-Schichten	182
3. Antalo-Schichten	184
4. Kreide	190
5. Tertiär—Quartär	190
III. Vulkanismus und jungvulkanische Gesteine	192
IV. Der geologische Bau der Unterregionen	199
1. Abessinien	199
2. Somalia	204
3. Afar und der abessinische Graben	208
4. Inseln der Sokotra-Gruppe	217
V. Erforschungsgang	219
Literatur	220

9. Kapitel. Ostafrika	222
I. Erforschungsgeschichte	222
II. Geographischer Überblick	225
III. Grundzüge des geologischen Baues	227
IV. Die Bruchzonen und Gräben	228
V. Die Vulkanische Landschaft	241
VI. Das Grundgebirge und seine Decke	253
1. Der östliche Ast des Grundgebirges	253
2. Das Gebiet des Zentralgranits	257
3. Der westliche Ast des Grundgebirges	260
a) Uganda und Zwischenseengebiet	261
b) Die Virunga-Vulkane	262
c) Gebiet des Tanganjika-Sees	265
d) Rukwa-Gebiet und Konde-Vulkane	268
4. Das Grundgebirge am Njassa-See und in Mozambique	270
a) Njassa-Shire-Gebiet	270
b) Mozambique	272
5. Zur Tektonik des Grundgebirges	277
VII. Das Küstenland	280
VIII. Gesteine und Schichten	288
a) Gesteine archaischen und altagonkischen Alters	288
b) Jüngeres Algonkium	294
1. Das Kinga-System	295
2. Das Karagwe-System	296
c) Karru-Formation	297
d) Jura	303
e) Kreide	315
f) Tertiär	317
g) Quartär	320
1. Terrestres Quartär	320
2. Marines Quartär	328
h) Jungvulkanische Gesteine	329
IX. Geologische Geschichte Ostafrikas	330
Literatur	338
10. Kapitel. Die Inseln im Indischen Ozeane	343
A. Madagaskar	343
I. Die Ostregion	343
a) Das Zentralmassiv	343
b) Das Küstenland	350
II. Die Westregion	351
a) Schichtfolge	352
1. Karbon	352
2. Perm	352
3. Trias	353
4. Obertrias; terrestres Mesozoikum	354
5. Jura	354
6. Kreide	357
7. Tertiär	358
8. Quartär	360
b) Grenzen der Formationen. Tektonik	361

	Seite
III. Vulkanismus	363
a) Vulkanismus des Zentralmassivs	363
b) " der Westregion	366
c) " des Ostens	371
IV. Geologische Geschichte Madagaskars	373
B. Die Komoren	373
C. Kleine Inselgruppen zwischen Komoren und Seychellen	379
D. Die Seychellen	380
E. Die Maskarenen	381
Réunion	381
Mauritius (Ile de France)	384
Rodriguez	385
F. St. Paul und Neu-Amsterdam	386
G. Inseln der Kerguelen-Schwelle	390
H. Inseln des Crozet-Plateaus	394
Literatur	395
11. Kapitel. Die Bodenschätze Syabiens, Egnubiens, Abessomaliens, Ostafrikas und Madagaskars	398
1. Syabien	399
Literatur	404
2. Egnubien	405
Literatur	409
3. Abessomalien	410
Literatur	411
4. Ostafrika	412
Literatur	415
5. Madagaskar	416
Literatur	420
Nachträge	421
Druckfehlerverzeichnis	424
Verzeichnis der Abbildungen	425
Sach- und Ortsregister	429
Verzeichnis der Fossilien	455

I. Teil

Physiographie Afrikas

I. Kapitel. Das Festland

Den Kontinent Afrika erbaut ein Querblick im Norden, ein Längsblick im Süden.

Der Querblick, der nicht ganz den Äquator erreicht, dehnt sich mit zugerundeten Flanken breit von Westen nach Osten. Der Atlantische Ozean, die Senken vor den kleinasiatisch-iranischen Faltenketten begrenzen ihn in dieser Richtung. Sein westlichster Punkt ist das Grüne Vorgebirge in $17^{\circ} 30'$ w. L., sein östlichster Ras el-Hadd der arabischen Oman-Küste, fast am $60.^{\circ}$ ö. L. Die Entfernung zwischen beiden Vorgebirgen, die sich mit der Breitenausdehnung des Kontinents deckt, beträgt fast 8000 km.

Der Längsblick entspringt aus dem Osten des ersten zwischen dem Kamerungebirge und dem Golfe von Aden. So entsteht der scharfe Winkel des Golfes von Guinea, über dem sich der breite Bogen Westafrikas vorwölbt. Der Längsblick spitzt sich mit seiner atlantischen und seiner indischen Kante südwärts unter mancherlei Knickungen zu. An der abgerundeten Südspitze steht als sein äußerster Punkt das Nadelkap in $34^{\circ} 51'$ s. B. Zwischen diesem und dem Kap Blanco, dem Nordeck Afrikas in $37^{\circ} 20'$ n. B., beträgt die Länge des Kontinents wiederum gegen 8000 km.

Der Gegensatz zwischen Quer- und Längsblick ist im inneren Bau des Erdteils nicht begründet. Dieser Gegensatz, wie die Formung der wenig gegliederten, bestimmte Richtungen bevorzugenden Küsten ist vielmehr das Ergebnis jugendlicher tektonischer Vorgänge. Alle diese randlichen Beschneidungen, wie sie sich heute darbieten, reichen in ihrem Alter nicht über das Tertiär hinaus.

Mit Recht wird als augenfälligstes Merkmal im Umriß Afrikas Massigkeit und Geschlossenheit betont.

¹⁾ F. HAHN, Afrika. 2. Aufl., Leipzig 1901. — A. H. KEANE, Africa. London, Stanford, 1907. — Atlante d'Africa. Bergamo, Istituto Ital. d'arti grafiche, 1905. 36 Karten.

Sein großzügiger Charakter hängt damit zusammen, daß die Küsten entweder sehr alte, intensiv gefaltete Gebirge — häufig dazu ihrem Streichen angenähert — oder flache Schichttafeln durchsetzen. Nur in den sehr kurzen Strecken des Küstenumfanges, wo jüngere Faltengebirge angeschnitten werden, oder wo, wie an der Südküste Arabiens, kurze Brüche wechselnder Richtung sich kreuzen, stellt sich eine reichere Küstengliederung wenigstens im kleinen ein.

Die Einförmigkeit der Küstenentwicklung wird durch große abgegliederte Halbinseln nirgends unterbrochen. Kleine sind wohl vorhanden. Unter ihnen fällt durch ihre scharfe Zuspitzung die Halbinsel Ras el Djebel zwischen Perser- und Omangolfe auf.

Das Festland umgürten nur wenige Inseln. Sie sind durchaus Absprenghingel seines Körpers. Im Indik sind Sokotra und Madagaskar dem Osten Afrikas blutsverwandt. Das gleiche gilt für die Inseln der Maskarenen-Schwelle. Im Atlantik zeigen die Guinea-Inseln, ferner die Kapverden und Kanaren, an deren kontinentalem Kerne kein Zweifel obwaltet, ihre Zugehörigkeit zu Afrika. Bei wenigen anderen Inseln im fernerem Umkreise des Kontinents, die ihm zugerechnet werden, ließen sich Gegen Gründe gegen eine solche Zuteilung gewiß hören.

Die Größe des Kontinents samt seinen Inseln beträgt 33 Mill. qkm.

Er zerfällt orographisch-morphologisch in drei Oberregionen: Hochafrika, Niederafrika und Kleinafrika. Über deren Grenzen, Formen und Einzellandschaften wird bald zu sprechen sein.

Die mittlere Höhe des Kontinents wurde auf 650 m berechnet: werden alle seine Höhenunterschiede ausgeglichen, so stellt sich ein Tafelland von jener Höhe dar. Seine beträchtliche Mittelhöhe wird hervorgerufen durch die fast endlosen Fluchten von Hochländern. Die Hauptabdachung Afrikas, gewellt durch breite Becken und Schwellen, verläuft von SO nach NW. Geht man vom Indik durch Mittelafrica, so folgt auf das hohe Unjamwesi-Plateau um Tabora schließlich das tiefe Kongobecken. Von Süden nach Norden aber reihen sich aneinander: das Südafrikanische Hochland, das Kalahari-Becken (900 m), die Lunda-Schwelle mit der südäquatorialen Wasserscheide, das Kongobecken (400 m), die Banda-Schwelle mit der nordäquatorialen Wasserscheide, das Tschadsee-Becken (270 m), endlich die Tibesti-Schwelle und die unter den Meeresspiegel reichenden Schotts Südtunesiens. —

Unter den afrikanischen Flüssen gebührt dem Nil mit 6400 km Laufes, an Wasserfülle dem Kongo die Krone. An Lauflänge folgen dem Nilströme der Kongo (4600 km), Niger (4200 km) und Sambesi. Das Stromgebiet des Kongo umfaßt 3,7 Millionen qkm, das des Nils 2,8, des Niger 2,10 und das des Sambesi 1,4 Millionen qkm. Nach dem Indik werden entwässert 5,4 Millionen qkm des Festlandes, nach dem Mittelmeere 4,35 und nach dem Atlantik 10,54 Millionen qkm. Die nach dem

Ozeane nicht entwässernden Gebiete aber bedecken den großen Flächenraum von 8,94 Millionen qkm. Syrabien ist bei diesen Zahlen außer acht gelassen. Zwischen die Bereiche der indischen und atlantischen Entwässerung schiebt sich die zum Mittelmeere mit Hilfe des Nils über den Äquator hinaus vor. Die atlantische Entwässerung aber greift im Unjamwesi-Plateau Ostafrikas bis hart an den Indik vor. Die großen Stromsysteme Afrikas sind junger Geburt und aus Laufstücken verschiedenen Alters zusammengeschweißt, dazu von Schnellen und Fällen fast als Regel unterbrochen. Die Wasserführung der afrikanischen Flüsse ist entweder dauernd oder sehr häufig periodisch. Vielen und selbst großen Wasserrinnen Afrikas endlich mangelt ein oberflächlicher Wasserabfluß fast ständig. —

Afrika gehört zumeist den Tropen an. Mit seinem Norden und Süden aber reicht es in die subtropischen Zonen¹⁾

Klimatisch sind für den Erdteil bei seiner Lage Hälfte zu Hälfte vom Äquator weniger die Temperatur-, als die Niederschlagsverhältnisse von Bedeutung. In der jahreszeitlichen Verteilung der Niederschläge zerfällt Afrika in folgende Regionen:

Winterregen als Steigungsregen empfängt die Mittelmeerküste und der Nordrand der Sahara, Mesopotamien und das südliche und südwestliche Kapland. Sommerregen erhalten die Gebiete vom Sudan bis zum Kaplande. Innerhalb des ausgedehnten Sommerregengürtels zeichnet sich das tropische Mittelafrika durch eine doppelte Regenzeit aus. Sommerregen empfängt auch die Südküste Arabiens. Nur in einer schmalen Zone am Äquator geht Regen zu allen Jahreszeiten nieder. Dauernd regenarm sind Sahara und Namib.

Die jährlichen Regenmengen verteilen sich so: Die regenreiche Zone zieht von Ober- über Niederguinea ins Kongobecken bis an dessen hohen Süd- und Ostrand. Außerdem ist das hohe Abessinien und das Gebiet des Bahr el-Ghasal sehr regenreich. Die erheblichste Regenmenge erhält der Winkel des Guinea-Golfes, wo am Kamerunberg über 10000 mm niedergehen. Das Kongobecken ist nicht so regenreich, wie häufig angenommen wird. Mäßige Niederschläge, 250—1000 mm, fallen über dem nördlichen Sudan, Nordost- und Ostafrika mit Zentralplatte und Küstenland, ferner über dem größten Teile Südafrikas, den Südwesten der Kalahari ausgenommen, und auf die westliche Umrandung des Kongobeckens. Zur Region der mäßigen Niederschläge gehören ferner die Atlasländer und das SW-Eck Arabiens. Regenarm sind Sahara, Namib und die südliche Kalahari, die Somaliküste und das Innere Arabiens.

¹⁾ J. HANN, Handbuch der Klimatologie. 3. Aufl., 1898—1911. — W. KÖPPEN, Klimalehre. 2. Aufl., Leipzig 1911. — W. KÖPPEN und A. WEGENER, Die Klimate der Vorzeit. (Mit Bemerkungen über das vorzeitliche Klima Afrikas.) Berlin, Gebrüder Borntraeger, 1924.

Einige Angaben über Temperaturen und Niederschläge sind in der klimatischen Tabelle zusammengestellt. —

Im Pflanzenkleide Afrikas lassen sich diese Formationen unterscheiden.

Die weiteste Verbreitung sieht die Steppenvegetation, und zwar in den Gebieten mit mäßigen und vor allem periodischen Niederschlägen. Sie herrscht in Hochafrika und im Sudan mit Ausnahme der Guinea-Schwelle. Bei höheren Niederschlägen wandelt sich die Vegetation der Steppe in die des tropischen Hochwaldes, bei geringeren allmählich in die der Wüste um.

Die Steppe ist Grasland. Sie ist bestanden mit Büscheln von harten Steppengräsern, die bald allein herrschen, bald von Baum- oder Buschwuchs in sehr verschiedener Dichte unterbrochen werden. An ihren Wasserläufen ernähren sich Baum- und Buschgalerien. Als Savanne schied man wohl die durch üppigeres Wachstum ausgezeichneten, klimatisch bevorzugten Gebiete der Steppe aus. Jedenfalls bestehen zwischen Steppe und Savanne keine scharfen Grenzen und alle denkbaren Formen des Überganges. Beide finden sich in Tropen wie Subtropen.

Der tropische Wald überzieht das Kongobecken als Riesengalerien an den wasserreichen Strömen, geschlossen als dichtester Urwald die nordäquatoriale Wasserscheide, die Guineaküste. Hochwald wächst auf den hohen Gebirginseln Afrikas. Auf ihnen findet sich eine eigenartige Hochgebirgsflora, die aus Abessinien, vom Ruwensori, von den großen Vulkanen des Kontinents bekannt ist.

Das Pflanzenkleid der Wüste geht aus demjenigen der Steppe durch lückiger werdenden Pflanzenwuchs hervor. Xerophile Arten herrschen vor. Weite Strecken bleiben schließlich pflanzenfrei. Sahara und Namib sind Wüsten, ebenso die südwestliche Kalahari.

Immergrüner subtropischer Wald und Busch bekleidet Atlas, Kapgebirge und Drakensberge¹⁾.

2. Kapitel. Die umgebenden Meeresräume

Unbeengt schiebt sich Afrika in das Weltmeer vor. Nur am Mittelmeer sieht es in Eurasien eine nahe Gegenküste.

Der Atlantische Ozean begleitet Afrika im Westen. Ihn durchzieht der Atlantische Rücken, der den Umriß der festländischen Westküste auffällig wiederholt. Er wurde als werdendes Gebirge, wie

¹⁾ A. ENGLER, Allgemeiner Überblick über die Pflanzenwelt Afrikas und ihre Existenzbedingungen. Leipzig, Engelmann, 1910.

Klimatische Tabelle

	Meeres- höhe m	Mittlere Jahres- temperatur	Jährliche Temperatur- schwankung	Mittlere Jahresextreme Max. Min.	Jährliche Regenmenge mm	Höchster Monats- niederschlag mm	Geringster Monats- niederschlag mm
Dakar	30	24,6	6,7	36,1 15,0	514	221 (August)	0 (Januar—April)
Timbuktu	250	29,1	13,0	47,7 6,7	229	89 (Juli)	0 (November—April)
Kamerunberg (Debundja)	5	24,9	2,7	32,6 18,3	10 469	1656 (September) (1637 Juli)	203 (Januar)
Bolobo (am Kongo)	330	25,5	1,2	35,6 16,5	1590	260 (Dezember) (182 April)	1 (Juli)
Loanda	59	23,5	6,2	32,0 15,1	278	108 (April)	0 (Juni—August)
Swakopmund	6	15,2	4,7	37,5 3,4	19	5 (Dezember)	0—4 (Januar bis Novbr.)
Windhuk	1663	19,5	10,2	34,5 — 0,8	375	99 (Januar)	0 (Juni)
Pretoria	1430	16,7	10,3	34,8 — 4,4	660	141 (November)	4 (Juli, August)
Durban	79	21,2	6,7	43,7 5,7	1041	136 (November) (126 März)	28 (Juli)
Daressalam	13	25,5	4,6	33,3 17,4	1154	312 (April) (112 Dezember)	28 (Mai)
Tabora	1214	22,5	4,3	35,7 10,4	852	169 (März)	0 (Juli, August)
Wadelai	700	25,7	12,6	—	1100	166 (Oktober) (120 Mai)	24 (Januar)
Addis Abeba	2440	15,3	4,2	24,5 4,0	1259	305 (Juli) (105 März)	3 (Dezember)
Aden	29	27,8	6,8	—	58	15 (März)	0 (Oktober)
Suakin	5	27,5	12,6	45,2 13,5	217	88 (November)	0—3 (März—September)
Kairo	30	21,2	15,8	42,7 1,9	32	9 (Januar)	0—1 (Mai—Oktober)
Jerusalem	750	15,9	16,0	36,2 — 1,6	661	165 (Januar)	0—1 (Juni—September)
Biskra	125	20,7	21,3	44,6 1,1	177	31 (April) (20 Oktober)	3 (August)
Algier	22	18,3	13,4	38,7 4,2	765	137 (Dezember)	2 (Juli)
Marakesch	470	19,6	18,7	41,4 2,7	237	37 (November) (36 März)	0 (August)

als versunkener Fertigbau angesehen. In seiner Mitte wird der Atlantische Rücken durch die grabenartige Senke der Romanchetiefe (7370 m) quer zerlegt, die samt der sie fortsetzenden Rinne (6573 m) zu den Abbrüchen der Küste Oberguineas in Beziehung stehen wird. Seebeben und untermeerische Eruptionen wurden hier mehrfach beobachtet, und die Tiefenlinien deuten auf ein vielgestaltiges, regelloses Relief. Die Folge der Absätze in den Tiefseelotungen aus der Romanchetiefe — besonders die Verteilung des Kalkgehaltes und das Hinzutreten von, bald noch mehrfach aus der Meeresumrahmung Afrikas zu erwähnenden Tiefseesanden von litoralem Habitus — weisen außerdem auf junge starke Versenkungen im Gebiete der Romanchetiefe hin. Eine der wichtigsten Grundproben, die der „Gauß“ lotete, zeigt von unten nach oben folgendes Profil:

- | | |
|--|--------|
| 1. hellgrauen Globigerinenschlamm mit 47,2% Kalkgehalt | 1,8 cm |
| 2. dunkelgrauen homogenen Ton, fast ohne Mineralkörner, kalkfrei | 11 „ |
| 3. graubraunen, nahezu sand- und kalkfreien Ton mit helleren und dunkleren Streifen | 7,7 „ |
| 4. bräunlichgrauen, unten sandarmen, oben ziemlich sandreichen Ton, kalkfrei, mit einem 4 mm starken braungelben Sandbände | 12 „ |
| 5. hellrötlich-braunen, sandigen Roten Ton ohne Kalk, von dunkleren Bändern und Schlieren durchzogen | 13 „ |

Der Nordatlantische Rücken umrahmt mit weit ausladender Krümmung von den Azoren her eine breite Tiefseemulde, das Kapverden-Becken, das sich in seinem Inneren unter 5000 m hält. In dieses Becken springt vom Kontinente die Kapverden-Platte — durch über 3000 m tiefes Meer von ihm getrennt und sich tief ins Muldeninnere vorschiebend — und die Kanaren-Platte vor. Zwischen letztere und Madeira senkt sich der schmale Madeiragraben ein (4710 m). Das Kapverden-Becken wird gegen Süden von einer bis über 1300 m aufsteigenden submarinen Erhebung abgeschlossen. Von dieser bis zu den Kanaren säumt das Festland ein breiter Schelf. In den Golf von Guinea dringen von der Romanchetiefe her die kleineren Guinea-Becken ein.

Der Südatlantische Rücken scheint mannigfach gegliedert zu sein. Südwesteinschnitte zerlegen ihn z. B. bei Aszension. Ob er im Südatlantik frei endet, sich nach der Antarktis oder der Bouvet-Insel fortsetzt, ist noch unbekannt. Jedenfalls ist der Meeresboden im südlichen Atlantischen Ozean am Südost abbiegenden Atlantischen



Fig. 1. Tiefseebecken in der Ozeanumrahmung Afrikas.

NA = Nordatlantischer Rücken
 R = Romanche-Graben
 SA = Sudatlantischer Rücken
 K = Kapverden-Becken
 KP = " -Plateau
 G = die Guinea-Becken
 A = Angola-Becken
 O = Oranje-Becken
 W = Walvisch-Rücken
 Ka = Kap-Becken
 C = Crozet-Schwelle
 N = Natal-Becken
 D = Delagoa-Schwelle
 Mo = Mozambique-Plateau
 M = Madagaskar-Schwelle
 Ma = Maskarenen-Schwelle
 S = Somali-Becken

Zeichenerklärung:

weiß = Tiefen bis 3000 m; kleine
 Punkte = Tiefen von 3000–5000 m;
 große Punkte (nur am Atlantischen
 Rücken) = Tiefen von 3000–4000 m;
 gekreuzte Linien = Tiefen von 5000
 bis 6000 m (Tiefseebecken); schwarz
 = Tiefen über 6000 m.

Rücken recht unregelmäßig. St. Helena ragt an seinem Osthange aus 4000 m Tiefe isoliert auf. Ihn trennt das Angola-Becken vom Festlande, das von der Insel Fernando Poo südwärts mit steilen Böschungen niedersetzt. Der Walfischrücken schließt es ab, in SW-Richtung auf den Atlantischen Rücken bei Tristan d'Acunha und Gough stoßend. Der schmale Rücken, dessen Richtung derjenigen der Kamerunlinie, der Romanchetiefe gleicht, steigt bis 930 m an. An seinem östlichen Abfalle lotete „Gauß“ zwischen 28. u. 29.^o s. Br. Tiefseesande, ebenso „Valdivia“ an seinen beiden Abhängen. Auf ihn folgen das Oranje-, und vor der Südspitze Afrikas das Kapbecken. Aus ihm wurden wieder Tiefseesande hervorgeholt, und zwar mit hohen Gehalten an kontinentalen Mineralkörnchen, die bis zu 40% ansteigen.

Es wird also die ganze Westfront des Festlandes von Becken umgeben, die unter 5000 m hinabsinken. Dies ist nur aus dem gesamten Strukturbild des kontinentalen Blockes und seiner Umrahmung zu erklären. —

An der Ostküste Afrikas liegen im Indik fast gleichartige Verhältnisse vor. Aus dem Kapbecken hebt sich gegen Osten die Crozet-Schwelle mit ihren Inseln heraus. Der Südostküste liegt das Natal-Becken vor. Auch in ihm lotete „Gauß“ Tiefseesedimente in etwa 5000 m, so in 28° 58' s. Br. und 40° 58' ö. L. Hier wächst der Gehalt an kontinentalen Mineralkörnern sogar auf 58,2% der Gesamtmenge an. PHILIPPI¹⁾ sagt dazu mit vollem Rechte: „Es ist durchaus unwahrscheinlich, daß diese massenhaften Mineralfragmente von Madagaskar oder Südafrika stammen, da ihre Küsten durch sehr große Strecken von den Positionen der beiden Stationen getrennt sind. Außerdem scheinen die Mineralkörner zunächst mit Annäherung an die eine oder andere Landmasse an Häufigkeit und Korngröße abzunehmen. Es liegt also sehr nahe, diese Sedimente in die gleiche Gruppe zu stellen, wie die aus der Kapmulde und der Romanchetiefe.“

Das Natal-Becken wird in zwei Arme durch die Madagaskar-Schwelle zerlegt, die aus ihrer Mitte entsteht. Sein westlicher Ast wird begleitet durch den untiefen Delagoa-Rücken, der von der Delagoa-Bucht aus gen Süden streicht. Der östliche Randabfall der Madagaskar-Schwelle ist sehr steil, einer der schärfsten der afrikanischen Küsten. Tiefen von 5000 m drängen sich sehr nahe an ihn heran. Die Madagaskar-Schwelle verlängert sich nach NO auf die Amiranten und Seychellen. Doch sind beide Inselgruppen von ihr durch eine schmale Senke von über 5000 m abgetrennt.

¹⁾ E. PHILIPPI, Die Grundproben der Deutschen Südpolarexpedition. Deutsche Südpolarexpedition II, 5, 1910.

Der Kanal von Mozambique wird wahrscheinlich durch einen, Madagaskar und Festland verbindenden Rücken (2743 m) überquert. Doch könnten ihn auch die von Norden und Süden in jenen vorstoßenden Tiefen von über 3000 m durchsetzen. Vom Festlande drängt in den Nordausgang des Kanals der Komoren-Rücken vor, der sich vielleicht bis zur Nordspitze Madagaskars verlängert.

Durch tiefes Meer getrennt, steigt im Osten Madagaskars die ausgedehnte Maskarenen-Schwelle empor. Sie trägt auf ihrem nach Osten gekrümmten Sockel eine Reihe von Inseln und Untiefen. Der Fuß ihres Sockels liegt in 4—5000 m. Seine jähe Böschung zeigt die Tiefe von 5349 m dicht am Südende der Amiranten an. Von der Insel Rodriguez könnte sich eine zweite, mehr oder weniger zusammenhängende sehr lange Schwelle über die Tschagos-Inseln und die Malediven nach Vorderindien ziehen.

Nördlich von Madagaskar breitet sich das lange Somali-Becken aus. Der Kontinentalabfall Ostafrikas zu ihm ist als steil geböschet nachgewiesen.

Das Arabische Meer ist vermutlich ein Gebiet nur schwach bewegten Untergrundes. Der Golf von Oman zeigt eine von der Indus-Mündung nach Westen auf Ras el-Hadd zueilende Erhebung, die in ihrer Mitte quer gespalten ist. Sie ist die abgesunkene Verbindung des Omagebirges Arabiens mit den Indusketten.

Außerordentlich unruhiges Relief zeigt der Golf von Aden. Er verrät sich dadurch als vielfach zerbrochene Grabensohle. Inmitten von Hügeln von 1400—1600 m wurde eine 20 km breite Fläche mit der großen Tiefe von 5029 m gegenüber der Sokotra-Gruppe gelotet. Die 2000-m-Isobathe drängt scharf auf Bab el-Mandeb vor.

Das Rote Meer sinkt in seiner mittleren schmalen Grabenrinne auf 2359 m ab. —

In der Ausgestaltung des Grundes des Mittelmeeres endlich mag nur aufmerksam gemacht werden auf die geringe Tiefe zu beiden Seiten der Straße von Gibraltar, den jähen geradlinigen Abfall entlang dem Atlas auf 3000 m Tiefe, die sehr breite flache Schwelle, die sich an die Kleine Syrte ansetzt und nach Sizilien führt, die Nachahmung der Isobathen durch die Umgrenzung der beiden Syrten¹⁾.

¹⁾ M. GROLL, Tiefenkarte der Ozeane. Veröffentl. des Instituts f. Meereskunde, Berlin 1912. Das deutsche Vermessungsschiff „Möwe“ brachte für den Atlantischen Ozean einzelne Berichtigungen zu diesen Karten: die kleinen Guinea-Tiefseebecken dringen weiter ostwärts vor; der Kontinentalabfall ist zwischen 15. und 20.° S. sehr steil; der Walfischrücken noch im O. vom 10.° E. von 4000 m tiefem Meere begleitet und vom Festland losgelöst; südöstlich der Agulhasbank ist der Meeresboden sehr uneben: so steigt eine isolierte Erhebung bis auf 2562 m an. — SCHOTT, Geographie des Atlantischen Ozeans. Hamburg 1912.

3. Kapitel. Die orographisch-morphologische Gliederung Afrikas

1. Hoch-, Nieder- und Klein-Afrika

Afrika läßt sich nach seiner orographischen Entwicklung in drei Oberregionen gliedern. Die südöstliche Region besitzt überwiegend Seehöhen von über 1000 m. Die mittlere steigt bis 1000, auf sehr großen Strecken dagegen nur bis 500 m über dem Meeresspiegel an. Die nordwestliche aber, sehr viel kleiner als die vorgenannten und als schmales Band das westliche Mittelmeer in den Atlasgebirgen überragend, hebt sich zu ansehnlichen Gipfeln empor. Diese Dreigliederung sieht ihr Fundament in der geologischen Geschichte des Kontinents.

Die großzügige Höhengliederung Afrikas ist seit langem erkannt. Sie wurde von HAHN und PASSARGE¹⁾ betont. Letzterer nannte das hohe Afrika Hochafrika, das mittlere niedrige Niederafrika. Das Atlasgebiet wurde als Kleinafrika — nach dem Vorbilde des Namens Kleinasien — bezeichnet.

Die Grenze zwischen Hoch- und Niederafrika verläuft von der afrikanischen Westküste bei S. Paolo de Loanda nach Osten über die südäquatoriale Wasserscheide zu den Quellflüssen des Lualaba und Luapula, vom Bangweolo-See entlang dem hohen Ostafrika und Abessinien bis gen Kassala am Mareb. Von Kassala aus gehört nun weiter zu Hochafrika das westliche erythreische Randgebirge, der Etbai, ferner das kristalline Sinaidreieck und ganz Syrabien, mag sich letzterem auch ein niedriger Saum vor den taurisch-iranischen Gebirgen anlegen. Die Grenze zwischen Nieder- und Kleinafrika aber zieht dem Südfuße des Djebel Bani entlang über Figig, Laghuat, Biskra und die Nordseite der tunesischen Schotts zum Golfe von Gabes.

Zur näheren Kennzeichnung der Grenze zwischen Nieder- und Hochafrika wäre folgendes zu sagen:

In ihrem Anfange im Westen folgt die Grenze, die z. T. natürlich vorgezeichnet, z. T. nur künstlich zu ziehen ist, dem Laufe des Kuanza, zieht von diesem nach den Quellästen des Kassai hinüber und führt entlang der südäquatorialen Wasserscheide zwischen Kassai und Sambesi zum Dilolosee. Geologisch und morphologisch zerschneidet der erste Teil dieser Grenze gleichartiges Gebiet, — Grundgebirge mit alten Decken, — nur daß nach Norden die Meereshöhe abnimmt. Der zweite Teil ist natürlicher dadurch, daß sich im Norden sehr bald die mächtigen, das Grundgebirge verhüllenden Ablagerungen des Kongobeckens ent-

¹⁾ S. PASSARGE, Die natürlichen Landschaften Afrikas. Petermanns Mitteil. 1908, S. 147.

wickeln, südwärts aber die Deckschichten des Kalahari-Beckens einsetzen. Vom Dilolosee soll die Grenze am Südrande Katangas zwischen Kafue- und Kongosystem verlaufen über den Luapula zum Bangweolo-See. Von diesem geht sie zum mittleren Lukuga. Vom Dilolosee könnte man die Grenze auch wohl in der Richtung des Lubudi auf den Einfluß des Luapula in den Kongo ziehen, also die Wasserscheide zwischen Kassai und oberem Kongo benutzen. Über das Nordknie des Lukuga quert die Grenze den Abfall des zentralen hohen Ostafrika zum Kongobecken. Die lange westliche Störungszone mit den Grabenseen bleibt als ostafrikanisches tektonisches Element durchaus bei Hochafrika. Der Kamm der westlichen Grabenflanke könnte am einfachsten die Grenze tragen, nach deren allmählichem Abklingen sie der Weiße Nil bis Gondokoro bestimmt. So bleiben die großen Vulkane am Kiwusee, der mächtigste kristalline Berg Afrikas bei dem hohen Afrika.

Von Gondokoro folgt der Rand Hochafrikas der weiten, inselbergreichen Ebene des innersten Ost-Sudan, nördlich der Ausläufer der kristallinen Latukaberge, hier vielleicht einer morphologisch nicht sehr kräftig ausgeprägten Bruchkante in somalischer Richtung entsprechend. Der mannigfach ein- und ausspringende Westabbruch Hochabessinians bringt sie zu den mächtigen Inselbergklötzen um Kassala. Zwischen Hochabessinien und dem tiefen Becken des Weißen Nils ist der morphologische und geologische Gegensatz ein sehr scharfer, wie kaum irgendwo wieder zwischen Hoch- und Niederafrika. Das kristalline, oft allerdings stark aufgelöste Randgebirge Nubiens und Egyptens bildet dann die Scheide Hochafrikas gegen die tiefe Wüstentafel aus horizontalen Sedimenten bis zu seinen letzten Ausläufern im Dj. Gharib. Vor dem Hochsinai und den Falten des Syrischen Bogens erreicht die Grenze in Süd-Palästina das Mittelmeer. Syrabien verbleibt als ganzes bei Hochafrika, obgleich in ihm ausgedehnte Strecken unter 1000 m hinabreichen. —

Die Oberregionen Hoch-, Nieder- und Kleinafrika zerlegen sich nach orographisch-morphologischen Zügen nun weiter in folgende Stücke:

2. Hochafrika

Hochafrika gliedert sich in Nordost-, Ost- und Südafrika.

Nordostafrika umfaßt einmal Arabien, Syrien und den Sinai. Diese drei schließen wir nach ihrem geologischen Bau zu Syrabien zusammen. Syrabien trägt auf seinen Rändern seine bedeutendsten Erhebungen. So wird Syrien von einem Faltengebirge, dem Syrischen Bogen, in mehreren Ketten durchzogen, die im Libanon in über 3000 m Höhe gipfeln. Sein erythreischer Bruchrand weist viele bedeutende Gipfel auf, so vor allem in Jemen. Das gefaltete Omangebirge steht ihnen

nicht nach. Als ganzer Block dacht Syrabien nach Nordosten hin ab. Das steppen- und wüstenhafte Innere ist nur wenig gegliedert. Der Syrische Grabenzug, ein Ausläufer der ostafrikanischen Bruchzonen, schafft in Syrien tiefe geradlinige Furchen, die im Graben des Toten Meeres 793 m unter den Meeresspiegel hinabreichen.

Zu Nordostafrika tritt weiter das westlich den erythreischen Graben begleitende Randgebirge, der Etbai. Der Etbai Egyptians und Nubiens verbreitert sich südwärts stark. Im Südwesten des Roten Meeres trägt er als Sockel, — selbst wieder nur ein Teil des afrizidischen Grundgebirges, — die geologische Region Abessomalien.

Sie gliedert sich in drei Unterteile, die aber eng zusammengehören. Abessinien ist das geschlossenste, in 4600 m gipfelnde Hochtafelland Afrikas, wohl bewaldet und bewässert. In seinen Formen gleicht es durchaus nicht einem Gebirge von alpinem Typus. Somalien ist eine nach Süden und Osten abdachende, schief gestellte Tafel mit Steppencharakter. Beide zerteilt der abessinische Graben: er beginnt in Afar und endet am Rudolfsee. Afar selbst aber wurde aus Abessomalien durch den erythreischen und adischen Graben ausgeschnitten.

Abessinien ist im Westen und Osten von Bruchrändern begrenzt, besonders bestimmt und mit hohem Abfall gegen den erythreischen Graben. Somalien bricht steil zum Adengraben ab, nach Osten aber zum Indik. Nach Süden geht es ganz allmählich durch das Djubabecken in Ostafrika über. —

Der Rudolfsee liegt in einer breiten, wenn auch nicht sehr deutlichen, unter 1000 m herabgehenden Senke. Sie zieht von Britisch-Ostafrika nach NW zu den Niederungen des Weißen Nils hinüber, wird selbst aber wieder durch Inselberge gegliedert. Diese Rudolfsenke dient uns, um Nordost- von Ostafrika abzutrennen. Der Rudolfsee selbst liegt nur 350 m hoch als nördlichstes der Wasserbecken im Naivashagraben, einem Teilstück der mittleren Störungszone Ostafrikas.

Die Rudolfsenke gliedert zwei morphologisch ebenso wie geologisch gut trennbare Großregionen Hochafrikas ab. Südlich folgen meist sehr ausgedehnte Grundgebirgslandschaften, die von jungvulkanischen Gesteinen entlang dem Naivashagraben überschüttet sind.

Von der Rudolfsenke läuft die Grenze gegen Ostafrika zweckmäßig nach Westen gegen Gondokoro, nach Osten gegen die Mündung des Djuba in den Indik.

Ostafrika scheidet sich in das hohe Innere und das Küstenland.

Die Grenze zwischen beiden ist streckenweise sehr klar, streckenweise völlig verwischt. Wenig ausgeprägt ist sie im nördlichen Mozambique, das gegen das Njassaland allmählich ansteigt, noch weniger deutlich in Britisch-Ostafrika, wo schließlich von einem Gegensatz zwischen Küsten- und Hochland nicht mehr die Rede ist, sondern langsamer

Übergang herrscht. Sehr scharf aber ist die Grenze zwischen Hoch- und Küstenland in der Mitte Deutsch-Ostafrikas, wo eine markante Steilstufe auf langen Strecken beide scheidet.

Das Innere Ostafrikas ist gekennzeichnet durch die tiefen Senken der Gräben, durch Bruchstufen und weite Hochflächen, denen Inselgebirge oder größere Gebirgsmassen aufrufen. Es umfaßt das Unjamwesi-Uganda-Hochland zwischen dem Anstiege zum Hochlande und dem Rande des Kongobeckens, der Rudolfsenke im Norden und der Landbrücke vom Tanganjika- zum Njassasee im Süden, — und das Njassahochland mit den Landschaften um den Njassagraben.

Das Innere trägt die beiden beherrschenden gletschergeschmückten Riesengipfel Afrikas: den kristallinen Ruwenzori, den jungen Vulkan Kilimandjaro.

Das Küstenland erfährt eine gewisse Gliederung durch große Inselgebirge, so Uluguru, Upogoro, Namuli. Die Küste selbst ist niedrig, bedeckt von marinem Mesozoikum und Tertiär und am Küstensaume besäumt von Riffgesteinen. —

Ostafrika grenzt sich gegen Südafrika so ab: das tiefe breite Tal des Sambesi ist zunächst die beste Grenze. Von Tete möge sie sich nach dem Bangweolo-See ziehen, und von hier nach Westen die südäquatoriale Wasserscheide gewinnen.

In Südafrika scheiden wir drei Hauptregionen aus: das Küstenland, die Stufenländer, die Hochflächen- und Beckenlandschaften.

Das Küstenland besteht aus niedrigen Landstrichen vor den ins hohe Innere führenden Stufen. An der Ostseite zwischen dem Sambesitale und dem Sulurande erreicht es, auf 500 m ansteigend, eine Breite bis zu 500 km. Das granitene Gorongoza-Massiv erhebt sich in ihm zu 1800 m. An der Südspitze des Kaplandes fehlen Vorländer fast ganz. Der Westrand Südafrikas aber hebt sich vorlandgleich langsam gegen das hohe Innere, bis zu 100 km breit, wie in Deutsch-Südwestafrika, vom Inlande meist aber kaum abzutrennen.

Das Innere steigt in Stufen über dem Vorlande an. Dieser Stufenanstieg ist entweder breit gestaffelt oder stark zusammengedrängt. Letzteres ist am Matabelerande, im Schella-Gebirge der Fall. Die Höhe der Stufenränder schwankt zwischen 1200 und 1700 m. Einzelne Berggipfel auf ihnen steigen über 3000 m an, so die des Basutolandes.

Zu den Stufenlandschaften gehören das Angola-, das Südwestafrikanische, das Kap- und Maschona-Hochland. Vor dem Kaphochlande zieht als Besonderheit das Kap-Faltengebirge.

Den inneren Hauptstamm des Kap-Gebirges bilden lange einheitliche Ketten. Am Olifantflusse streichen sie von Norden nach Süden. Sie biegen dann nach Osten um in die zwei getrennten Faltenzüge der Zwarte- und Langeberge. Zwischen beiden liegt die kleine Karru, vor

beiden die große. Zwarte- und Langeberge bilden den Hauptstamm des Kap-Gebirges. Es erreicht Höhen von 1600 bis 2000 m, also nur mäßige Erhebungen, und gipfelt in den kleinen Zwartebergen in 2325 m. Nach Osten entwickeln sich aus den Hauptketten fünf kleinere Züge. Vor dem Südhange des Hauptstammes breiten sich viele kleine Ketten in wechselnder, doch meist in OW-Richtung aus. Große breite Talzüge durchadern das Kap-Gebirge.

Aus den Stufenländern entwickeln sich die zentralen Hochflächen. Sie senken sich nach dem Innern Südafrikas zu und erleiden ihre stärkste Einbeulung in ihrer Mitte, in der sandigen Kalahari.



Fig. 2. Die Ketten des Kapgebirges. (Umgezeichnet nach ROGERS.)
Westast und Hauptstamm. 1. Olifant River-Berge. 2. Cedar-Berge. 3. Lange Berge.
4. Kouga-Berge. 5. Zwarte-Berge. 6. Baviaans Kloof-Berge. 7. Elandskop-Berge.
8. Zuur-Berge. 9. Bredadorp-Berge. 10. Zonder Einde-Berge.

Der Übergang zu dieser geschieht entweder so, daß sich die Hochfläche — Rumpfebenen mit aufgesetzten Bergen und Ketten — langsam abdacht wie von Nord- und Südrhodesien her, oder mittels lang aushaltender Plateaustufen abfällt, wie vom Kaplande her.

Die Kalahari selbst wird durch Schwellen in Einzelbecken gegliedert, so in das südliche Bakalahari-, das nördliche Okavango-Becken.

Die südafrikanischen Hochflächen sind die Fortsetzung des hohen Ostafrika.

Unter Berücksichtigung anderer Gesichtspunkte läßt sich eine übersichtliche Landschaftsgliederung Südafrikas in folgende Unterregionen erreichen. Diese trennt das zentrale Becken, die Kalahari-Region, und ihre Umrahmung. Letztere wiederum gliedert sich im Norden in das rhodesische und das Matabele-Maschona-Hochland, im Süden das Kap-Hochland, im Westen das südwestafrikanisch-angolische Hochland. Das

Küstenland wird zu den anliegenden Hochländern geschlagen. Die Südspitze aber durchzieht das selbständige Kap-Gebirge. Eine solche Gliederung eignet sich auch für die geologische Betrachtung.

3. Niederafrika

Niederafrika zeigt nicht eine Flucht eintöniger Hochflächen wie Hochafrika, die aber doch durch breite Senken, so die Rudolfsenke, die Sambesifurche, und Becken wie die Kalahari, oder durch tiefe Flußrinnen, so des Kunene, Oranje, Limpopo in kleinere Teile einigermaßen gegliedert werden. Es zeigt vielmehr eine Folge von in sich verfließenden, meist nur unsicher zu umgrenzenden Tiefen und Schwellen. Diese Tiefen sind entweder randlich umschlossene Becken oder Tafelländer.

Zu den geschlossenen Becken gehört das Kongo-Becken. Gegen Hochafrika wird es im Süden überhöht durch die Wölbung der süd-äquatorialen Wasserscheide, die Lunda-Katanga-Schwelle. Diese geht über in den von Grabenbrüchen durchsetzten Westrand Ostafrikas, der rasch zum Kongo abdacht. Aus ihm entwickelt sich an den Quellästen des Uelle-Makua die Banda-Schwelle, welche die nord-äquatoriale Wasserscheide trägt. Sie trennt das Bahr el-Ghasal-Becken mit den Nilzuflüssen und das Tschad-Becken mit dem Schari vom Ubangi-Kongo-System. Die Banda-Schwelle hält sich in Höhen von 600—800 m, geht aber auch über 1200 m hinaus. Sie verfließt mit dem Hochlande von Süd-Adamaua, das die größten Höhen in der ganzen Umrahmung des Kongo-Beckens trägt. Und dieses wieder setzt sich fort in das niederguineische Randgebirge, das, 700—1000 m hoch, am Kuanza auf Hochafrika auftritt. Das niederguineische Randgebirge wird in jungem, von hoch gelegenen Schotterterrassen begleitetem, von Schnellen und Fällen unterbrochenem Talwege in jähem Abfalle vom Kongo durchbrochen, dessen Rinne infolge jugendlicher Versenkung des Randes Westafrikas submarin prachtvoll zu verfolgen ist. In 65 km Entfernung von der Küste zeigt sie 1047 m Tiefe bei einer Breite von 11 km und einer Eintiefung von 860 m gegenüber ihrer Umgebung.

Das Innere dieser, selten durchbrochenen Umwallung birgt das Kongo-Becken von 300—500 m Höhe. Es ist morphologisch, hydrographisch und geologisch eine der am klarsten umrissenen Großregionen ganz Afrikas. Dazu tritt das ausgedehnte Urwaldkleid, das seine großen Ströme begleitet, auf der Banda-Niederguinea-Schwelle aber seine dichteste Geschlossenheit trägt.

Scharf kontrastiert mit der Einfachheit des Kongo-Beckens der in buntere Abwechslung gekleidete Sudan. Von der Westküste des Atlantik in der Breite der Senegal-Mündung erstreckt er sich bis an den Westfuß Hochabessinians. Seinen Südrand gegen den Golf von

Guinea begleitet die am oberen Gambia sich heraushebende Schwelle von Oberguinea. In sich ist diese aufgelöst in einzelne, von Senken durchzogene Massive, die im Druple-Gebirge 3000 m erreichen, doch sonst hinter dieser Höhe — wie Futa Djalón — zurückbleiben. Ihr Relief ist unruhig. An der Tiefebene des Niger endet sie, und damit der Westsudan. Es folgt der Mittelsudan bis zum Terga-Gebirge, und schließlich der östliche, auf den wir den Namen Nubien ausdehnen möchten.

Der Sudan stellt, die Oberguinea-Schwelle ausgenommen, eine Tafel von 200—500 m Höhe dar. Sie wird zerlegt durch drei große, mit Alluvionen gefüllte Becken, das des Niger, des Tschadsees und des Bahr el-Ghasal. An deren Rändern stehen Schwellen und höhere Ebenheiten, und einzelne Bergländer wie die Gura- und Murchison-Berge zwischen Niger und Benue, Djebel Marra und die Nuba-Berge. Charakteristisch für den ganzen Sudan, besonders aber für den östlichen, sind Inselberglandschaften. Inselberge aller Größen, vom kaum den Boden überragenden Aufbruch festen, meist kristallinen Gesteins bis zu massigen Bergen und schließlich zu stattlichen Ansammlungen von Berghaufen, überstreuen seine Flächen.

Solche Inselberglandschaften trägt Nubien. Die nubische (ostsudanische) Inselbergplatte entwickelt sich aus dem Etbai Hochafrikas, überquert in sehr getrennten Stücken Atbara, Blauen und Weißen Nil, und schließt sich in der Kordofans enger in den Nuba-Bergen zusammen. Ihre Mittelhöhe ist 400—600 m; der höchste Gipfel Kordofans steigt dagegen immerhin auf 1480 m an. Zwischen ihrer Südflanke, dem Nordhang der Banda-Schwelle, dem Abhange Hochafrikas und der nordnubischen Tafel dehnt sich das Ghasal-Becken. Es ist eine ebene, dick mit Eluvien und Alluvionen bedeckte Mulde von annähernd gleicher Höhenlage wie das Kongo-Becken, ihm an Größe kaum nachstehend, dagegen viel weniger klar umrissen. Der Weiße Nil mit Bahr el-Arab und Sobat entwässert es, in sehr langsamem Gefälle die Wässer aus der sumpfigen Niederung abführend, ein Gegenstück zum Durchbruch des Kongo aus dem Kongo-Becken.

Es schließt sich an die nubische die Inselbergplatte von Darfur und Wadai an. Die Basis der Platte steht in Darfur in 500—700 m, in Wadai dagegen niedriger. Djebel Marra in Darfur, das geschlossenste der Inselbergländer des Sudans, ein wichtiges hydrographisches Zentrum kurz vergangener Zeit, gipfelt in über 3000 m. Über Dar Runga wird von hier eine schmale Querverbindung zur Banda-Schwelle hergestellt.

Im Westen wird diese Inselbergplatte abgelöst durch die tiefe, nordwestlich — ähnlich wie die Rudolfsenke, die Tibesti-Schwelle — gerichtete Tschad-Schari-Mulde. Sie lehnt sich an die Ausläufer Hoch-Adamaus an, greift tief in die nordäquatoriale Wasserscheide ein,

rückt am Tschadsee selbst auf 270 m herab, und verfließt nach Norden schrankenlos, sogar noch an Höhenlage verlierend, mit der Sahara.

Gegen den Niger schließt das Tschad-Becken die nördlich verlaufende Benue-Air-Schwelle ab, die zwischen Niger und Benue einsetzt mit den Murchison-Gura-Bergen, sich in der Kano-Querfurche bis auf 400 m erniedrigt und über die Inselberge von Damergu wieder zu den Air-Bergen ansteigt. Die Benue-Air-Schwelle setzt die Richtung der atlantischen Küste des Längsblocks Afrikas fort.

Mit sehr gleichartigen und gleichbleibenden Landschaften — noch von wenigen, niedrigen Inselbergen durchsetzt, nach der Oberguinea-Schwelle sich allmählich erhebend — dehnt sich das Niger-Becken, um schließlich ins Tiefland Senegambiens auszulaufen. Ohne Grenzen geht es — wie fast ganz Sudanien — in die Sahara über.

Den gewaltig ausgedehnten Raum zwischen dem schmalen Rande Hochafrikas entlang dem erythreischen Graben und dem Atlantik, zwischen Kleinafrika, Mittelmeer und Sudanien erfüllt die Sahara. Sie ist weder eine endlose Sandebene, noch überall Wüste.

Die arabisch-nubische Wüste und die libysche entlang dem Nil unterscheiden sich voneinander durch Höhenlage und bestimmte morphologische Abweichungen. Das libysche Sandmeer bildet einen gewissen Abschluß der Nilwüsten gegen die Libysche Bucht mit ihren Oasen. Aus ihr erhebt sich isoliert das kleine Barka-Plateau.

Sie stößt an die Tibesti-Schwelle, die sich, wiederum bemerkenswerter Weise NW gestreckt, zu langen Fluchten, doch in sich mannigfach gegliedert, aus der Inselbergplatte Darfurs abzweigt. Aus breiter Basis verschmälert sie sich in ihrem Fortschreiten. Ihr gehören an das Bergland Ennedi, die Masse von Tibesti, das Tuemmo-Gebirge und endlich noch der Tassili der Asdjer. Die Tibesti-Schwelle hält sich meist zwischen 600—800 m, schwingt sich aber in Tibesti auf 2700 m auf.

Die Tibesti-Schwelle, für die Gliederung der Sahara von großer Wichtigkeit und von struktureller Bedeutung für den ganzen Norden Afrikas, vereinigt sich mit dem Tuareg-Massiv, der zentralen Anschwellung der Sahara, die auch deren Kulmination in 3000 m sieht.

Das Tuareg-Massiv, in Teilmassen gespalten, wie Muidir, Ahnet, Ahaggar und andere, entsendet in den Sudan zwei leidlich individualisierte Schwellen, die Air-(Benue-)Schwelle im Osten, die Adrar-Schwelle im Westen. Zwischen der Air- und Tibesti-Schwelle erstreckt sich weit gegen das Tuareg-Massiv das Tiefland der Bilma-Kauar-Oasen mit den niedrigen Strecken von Bodele-Borku, durch den Bahr el-Ghasal mit dem Tschadsee verbunden. Das Tschad-Becken und die eben genannten Senken bilden zusammen im Grunde nur wieder eins der großen afrikanischen Becken.

Innerhalb der Air- und Adrar-Schwelle breitet sich das Tanezruft. Aus ihm zieht das lange Trockensystem des Dallol Basso zum Niger.

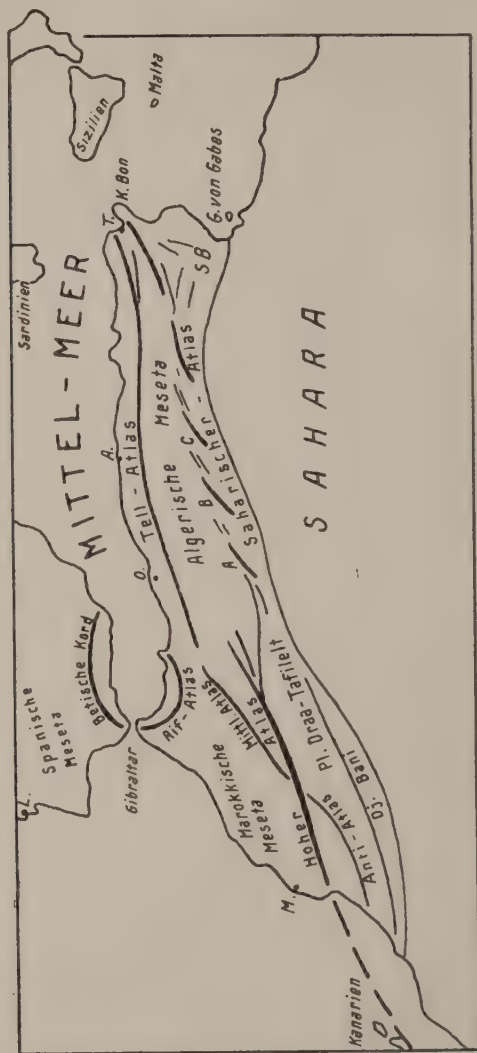


Fig. 3. Die Hauptketten des Atlas. 1:20 Mill.

A = Ksur-Massiv, B = Amur-Massiv, C = Ulad Nail-Massiv, D = Aures-Massiv.
SB = Anfang des Syrischen Bogens.

An Tassili und Tümmo lehnt sich gegen das Mittelmeer die tripolitanische Tafel. Gegen dieses steigt sie allmählich an, um a der Küste steil in Stufen abzusetzen. Über der Kreidetafel von 500 b 700 m Mittelhöhe aber dehnen sich noch Tafelreste, so Dj. Nabet (1300 r und Dj. es-Sod (900 m).

Der tripolitanischen Tafel folgen gegen Westen, das Tuareg-Hochland umrundend, im Norden aber von Kleinafrika überhöht, zunächst die Igharghar-Senke, dann die Platte von Tadmeit und die westliche Sahara mit der mauretanischen Masse. Die niedrige Igharghar-Senke wird durch das Wadi Igharghar zusammengeschlossen. Ihre tiefsten Stellen bilden die südtunesischen Schotts. So steht der Boden des Schott el-Djerid 16 m über, der des Schott Melrir 30 m unter dem Meeresspiegel. Vom Mittelmeere ist die Senke leicht abgesperrt. Große Sandflächen überschütten sie im Ost-Erg.

Zwischen den Südrand des algerischen Atlas und die Tuareg-Masse schiebt sich die Msab-Tadmeit-Platte ein. Von beiden her fallen ihre Kalktafeln, überragt von Zeugen, gegen ihr Inneres zu ein. Am Südrande der Platte, die fast auf 1000 m im Tadmeitplateau ansteigt, zieht die lange Furche Tidikelt, an seinem Westhange aber das tiefe Tuat mit dem Wadi Saura. Das Tadmeit-Plateau verlängert sich nach Osten in die Hammaden von Tingert und Homra.

Die Westsahara ist in ihrer Oberflächenformung wohl die eintönigste Region Afrikas. Ihre Höhenlage schwankt zwischen 200—400 m. Doch gehen eine Reihe von abflußlosen Wannen unter die erstere Zahl hinab. Nach dem Atlantik zu stellen sich, ähnlich wie am Sudan, Inselberge ein. Ausgedehnte Sandfelder, die Wüsten Igidi, esch-Schech und Djuf, bedecken das Land.

4. Kleinafrika

Kleinafrika verkörpert sich im Atlas. In ihm steigt ein Kettengebirge von alpinem Typus am Rande des Mittelmeeres auf. Sein Hauptstamm ist der Hohe Atlas. Er gipfelt im Bu Uriul (4250 m) und Ari Aiaschi (4250 m). Von seiner Südflanke löst sich der Anti-Atlas, von seiner nördlichen der Mittlere. Als Randkette gegen die Sahara zieht ihm der lange Djebel Bani entlang.

Wie Der Hohe Atlas setzt sich im Saharischen, der Mittlere im Afell-Atlas fort. Beide vereinigen sich in Tunis und umschließen die Hochfläche der algerischen Meseta mit den nach Westen an Höhe zunehmenden Schotts, so Hodna (390 m), Zahrez Chergui (758 m), Amarbi (826 m) und esch-Chergui (987 m). Der saharisch-algerische Atlas bleibt an Gipfelhöhe weit hinter dem Hohen zurück, er kulminiert im Djebel Aures (2327 m) und Djurdjura (2308 m).

Im Norden Marokkos streicht der bogenförmig gekrümmte, den letzteren an Höhe besiegende Rif-Atlas über die Enge von Gibraltar in die Betische Kordillere Südspaniens hinüber.

II. Teil

Grundlinien der Geologie Afrikas

4. Kapitel. Übersicht über den geologischen Bau des Kontinents

Als tiefstes, durch starke Abtragung erschlossenes Stockwerk seines Baues gibt Afrika¹⁾ das afrizidische Grundgebirge zu erkennen.

Das Material der Afriziden bestand aus archaischen und algonkischen Sedimenten. Zu diesen gesellen sich jedoch Intrusionen von so gewaltigem Umfange, daß sie nun neben den zurückstehenden, von ihnen metamorphosierten Schichtreihen als das eigentliche Grundgerüst Afrikas erscheinen. Kaum sieht man im mittleren Hochafrika, wo Grenzen zwischen diesen breit zur Tiefe ausladenden, ineinander verfließenden Batholithen zu ziehen wären. Wie Inseln schwimmen dort die Massen kristalliner Schiefer in dem granitene Ozeane.

Trotz tiefer Entblößung uralter Massen sind in Afrika Gesteine nicht gefunden worden, die auf eine Herkunft aus der Erstarrungskruste der Erde deuten könnten.

Es wurde versucht, das Alter der afrizidischen Gesteinsreihen mit physikalischen Methoden zu bestimmen. Wichtige Parallelen zu anderen ältesten Rumpfkernen der Erde ergaben sich.

Die Auffaltung der Afriziden umfaßt eine Reihe von großen, durch lange Ruhepausen getrennten Bewegungsphasen. Die Afriziden erscheinen zwar heute als tektonische Einheit. In ihrem Innern aber bestehen sie aus Einzelbauten, die in kaum mehr erkennbarer Weise zu jener verschweißt sind.

Gern wird das Streichen der Afriziden als meridional bezeichnet. Aus dieser meridionalen Richtung wurden weitreichende Schlüsse für den Urgebirgsbau der Erde gezogen. Gewiß ist ein um die NS-Linie pendelndes Streichen ihrer Falten häufig. Aber diese Schwankungen erreichen sehr erhebliche Ausschläge. Ja, bedeutsame Zonen des Grundgebirges in Ostnordost-, ja ostwestlicher Richtung stellen sich ein.

¹⁾ Zusammenfassende Werke über größere Gebiete Afrikas: E. SUSS, Das Antlitz der Erde. Prag und Leipzig, 1885—1909. — F. R. C. REED, The Geology of the British Empire. London 1921.

So ist die Tektonik der Afriziden eine sehr vielgestaltige und reiche, keineswegs eine primitiv einfache. Die Lückenhaftigkeit und Schwierigkeit der Beobachtungen erlaubt es bisher nur, für kleinere Gebiete die verschlungenen Züge des Grundgebirges zu entwirren. Die Erkenntnis, daß selbst in gut erforschten Arealen der Urgebirge auf den Nordkontinenten viele Grundfragen ihrer Tektonik ungelöst blieben, und durch einfaches Ablesen des Kompasses gar nicht zu lösen sind, heischt Vorsicht gegenüber vorschneller Rekonstruktion der ältesten baulichen Leitlinien in Afrika auf Grund nur gelegentlicher Daten.

Es scheint, daß die faltende Kraft gegen Ende des Algonkiums nachläßt, und sich nur noch in beschränkteren Strichen betätigt, als in den früheren Tektonophasen.

Die zeitliche Folge der Eruptivgesteine im Bereiche des entstehenden afrizidischen Grundgebirges steht in engster Verknüpfung mit dem Abwandel seiner Werdeakte, so z. B. in Ostafrika. Noch in der geosynklinalen Zeit drangen dort diabasische Magmen auf; in den Hauptfaltungsphasen bildeten sich gneisige Gesteine; gegen Abschluß jener brachen Granite ein; in einer abschließenden Bruchphase schließlich ergossen sich Oberflächengesteine. Es ist das große organische Entwicklungsbild, das sich in den jüngeren Faltengebirgen der Erde gleichartig wiederholt.

Im Algonkium sind eine Anzahl mächtiger Formationen wohl zu trennen. In ihnen häufen sich dieselben Schichtreihen und Gesteine, wie sie aus späteren Formationen der Erde bekannt sind. Doch sind einzelne Gesteine, wie die verbreiteten Eisenquarzitschiefer, geradezu algonkische Leitgesteine. Gleiche Itabirite, deren Entstehung in den besonderen geologischen Verhältnissen des Algonkiums, so seiner hohen Eruptivität und sehr eisenreichen Verwitterungsrinden, zu suchen ist, wurden z. B. bekannt aus Madagaskar, Indien, Australien, Nordamerika und Brasilien.

Sehr viel tiefer im Innern wie in nachalgonkischen Zeiten war Afrika vom Meere überflutet. Vielleicht folgten die Überflutungen einander auch in rascherer Folge. Doch mag die Länge der algonkischen Epochen das vortäuschen.

Für die Erkenntnis des Wesens der algonkischen Zeit wird Afrika jedenfalls künftig noch eine wichtige Rolle spielen. —

Das Paläozoikum bringt für Klein- und Niederafrika bis tief in die Sahara, ja den Sudan vorstoßende marine Transgressionen des Silur-, Devon- und Karbonmeeres. Das kambrische Meer dagegen gewann nur den Rand Syriens am Toten Meere¹⁾ und Westmarokko.

¹⁾ Es mag hier einstweilen abgesehen werden von den, im Alter nicht sicheren Kalk-Dolomit-Formationen Südafrikas, die wohl an der Grenze Algonkium-Unterpaläozoikum stehen.

Als Gegenstück zu Nordafrika wird das südliche Kapland während kurzer Zeit vom Devonmeere, die Omanküste vom Karbonmeere bespült. Die flächenhaften Binnentransgressionen des Paläozoikums über Nordafrika finden eine auffällige Parallele in denen der Kreidezeit, die Randtransgressionen des Devons und Perms am Längsblock Afrikas in denen des Mesozoikums.

Mittelfrika aber war im Paläozoikum auf weiten Flächen Festland.

Die paläozoischen Sedimente Nordafrikas sind zu kaledonischen und varistischen Gebirgen gefaltet worden. Diese paläozoischen Gebirge haben den Golf von Guinea nicht erreicht. Nach Norden aber knüpfen sie unter der Region der jüngeren Atlasfalten hinweg die Verbindung zu den Kaledoniden und Varistiden Südeuropas. Im Untergrunde Sahariens bilden die Varistiden wohl einen großen, westwärts sehenden Bogen, der die „Sahariden“ von kaledonischem Alter überwältigt und überkreuzt. Die varistische Auffaltung verlief, soweit sie sich erkennen läßt, in zwei Akten.

Diese paläozoischen Gebirgsbewegungen waren ebenso, wie in Europa, von intrusiven Vorgängen begleitet. Hier lauern mancherlei Schwierigkeiten in der Abtrennung der durch beide geschaffenen kristallinen Gesteine von denen des Vorpäozoikums.

Aus keinem anderen Teile Afrikas ist eine paläozoische Faltung sicher bekannt geworden. Doch wird von einer solchen im Sudan, in Deutschsüdwestafrika gesprochen. Es kann sich in ihnen um Ausklänge algonkischer Bewegungen handeln.

Die flächenkleine permische Randtransgression über Deutschsüdwestafrika, vielleicht auch über Südwest-Madagaskar, erlaubt immerhin gewisse paläogeographische Rückschlüsse. —

Die Kenntnisse über die mesozoischen Erlebnisse Afrikas beschränken sich — mit einigen wichtigen Ausnahmen — fast ganz auf seine gegenwärtigen Küstensäume.

Diese Küstensäume sahen Randüberflutungen aus allen Afrika umgebenden Meeren. Sie beginnen im Norden und Osten Afrikas in der Trias. Reste triasischer Marinschichten liegen in Nordmadagaskar, in Somalia am Djuba, auf der Halbinsel Musandim in Oman, am Toten Meere, am Rande der Sahara. Jura und Kreide greifen tiefer landein. Am schärfsten dringen sie in Ostafrika vor auf Arabien und Abessinien. Der Westen Afrikas kennt keinen marinen Jura, mit der wichtigen Ausnahme der Kapverden, wohl aber wiederholte Bespülungen des Kreidemeeres. Der Norden Afrikas steht unter den Einwirkungen des Tethys-Mittelmeeres. Er allein zeigt in einzelnen mesozoischen Schichten die bathyale Fazies eines tiefen Geosynklinalmeeres. In der turonen Oberkreide aber setzt die umfangreichste Binneningression, die der Kontinent kennt, vom Mittelmeere und vom Golfe von Guinea her Sudan und Saharien unter Wasser.

Die oberkarbonisch-permische und mesozoische Geschichte des Innern dagegen zeigt uns einmal die Bildung der terrestren Karru-Schichten. Sie verkleiden in großer Dicke den Süden Afrikas — wo sie sich in solcher Mächtigkeit wohl nur in der Nähe eines Ozeans, des antarktischen, nicht aber im tiefen Innern eines Kontinents bilden konnten —, und ziehen in Ausläufern bis gegen Abessinien. Ein intensiver, wiederholter Vulkanismus belebt die Karruzeit. Glazialperioden begraben Teile des südlichen und mittleren Afrika unter ausgedehnten Massen von Inlandeis.

Weiter aber die Ablagerungen im Kongo-Becken. Sie entstammen wohl einem permisch-mesozoischen Binnenmeere von erheblicher Ausdehnung. Dies fand seine Füllung von Westen her aus dem Atlantischen Ozeane.

Oft wurde von einem Wüstenklima des Innern Afrikas während des Mesozoikums gesprochen. Weder die allgemeinen physikalischen und geologischen Zustände des Kontinents noch Einzeltatsachen sprechen überzeugend für diese Annahme.

Während des Mesozoikums erstet das Kapgebirge, das heute nur den kümmerlichen Rest eines versunkenen großen Gebirgsgürtels darstellt. —

Aus der tertiären und quartären Geschichte Afrikas wären als Angelpunkte diese hervorzuheben:

Nordafrika sieht die Entstehung des Atlas- und Syrischen Bogens als Teilglieder des mediterranen Faltengürtels. Ihre ersten Faltungen liegen im Mesozoikum. Ihre Bewegung geht auf die afrikanische Urmasse, die sie erzwingt. Atlas- und Syrischer Bogen hängen sich an die Gebirge Südeuropas und Kleinasiens an. Der Atlas verlängerte sich in den Atlantik, umschlang vielleicht in einem Bogen den Norden Westafrikas.

Kleine Faltenzonen am Senegal und Niger entstanden gleichzeitig mit der mediterranen Gebirgsbildung, und aus gleichen Ursachen. Diese Faltenzonen haben in ihrer regionalen Einordnung Ähnlichkeit mit dem Strange der „saxonischen“ Falten von NW-Deutschland bis zum Kaspischen Meere.

Weiter bilden sich die einzigartig ausgedehnten ostafrikanischen Bruchzonen und Gräben. Ihre früheste Anlage fällt in das Untertertiär. In einzelnen Teilen dauern die einsenkenden Bewegungen an. Besonderheiten der Dichte- und magnetischen Lagerung stanno die tiefen Gräben aus, die Zerrungsrisse der Erdkruste sind. Kräftige Erdbeben finden in ihnen ihre Herde.

Und schließlich überschüttet ein kräftiger Vulkanismus, mit den jungen Zerbrechungen des Kontinentalblockes verbunden, große Gebiete Afrikas mit seinen Erzeugnissen. Schon gegen Ende der Kreide fließen

in Südwest-Arabien und Abessomalien weite Decken aus. Ein neuer stärkerer Vulkanismus erwacht im Untertertiär. Er sucht vor allem Ostafrika, Madagaskar und Abessomalien heim. Doch auch im Sudan, in der Sahara äußert er sich, schon in der Oberkreide aufflammend. In wenigen tätigen Essen nur leben die vulkanischen Kräfte Afrikas fort. Sie förderten ganz überwiegend Alkaligesteine.

Die im Tertiär entstehenden Landverbindungen zwischen Nordafrika und Eurasien ermöglichen den Austausch von Säugetierfaunen.

Während der Eiszeit der Nordhemisphäre sieht Afrika eine Pluvialzeit und eine größere Vergletscherung seiner Hochgebirgsinseln.

Die Umrißformen aber, mit denen sich das afrikanische Festland zur Gegenwart darbietet, erhielten seit dem Tertiär ihre Prägung.

Seit seiner frühesten Geschichte steht Afrika als kontinentaler Kern vor uns. Alle Angriffe der Ozeane, die ihn heimsuchten, wurden meist schon nach kurzer Zeit abgeschüttelt.

Hat dieser Kern in gewissen Abschnitten seiner Vergangenheit eine erheblich größere Ausdehnung besessen?

Man spricht von einem Gondwana-Lande, das ihn einst — so während des Algonkiums und bis ins Paläozoikum — nach Osten mit Madagaskar, Vorderindien und Australien, nach Westen mit Brasilien zu einem gewaltigen Südkontinente verband. Als er sich auflöste, entstanden die Kontinente Lemuria und Atlantis.

Das Dasein einer ausgedehnten Gondwana bis an die Karbon-Perm-Grenze ist sicher. Ihre Zerbrechung steht nicht weniger fest. Wann sie aber einsetzte, in welchen Etappen sie weiterhin sich abspielte, ist sehr verschieden beurteilt worden.

Der südatlantische Ozean ist kein permanenter Charakterzug der Erde. Andererseits liegen genügend Andeutungen dafür vor, daß er nicht erst in der Kreidezeit einzubrechen begann, wie es aus den verbreiteten kreidischen Randtransgressionen an beiden Ufern des Atlantik vermutet wurde. Bereits im Perm bestand ein gegen Süden sich öffnendes und verbreiterndes südatlantisches Meeresbecken. Marines Perm in Deutsch-südwestafrika, im östlichen Südamerika deuten es an, ebenso die, bisher zwar spärliche marine Triasfauna des Kongobeckens, die am wahrscheinlichsten von jenem aus einwanderte. Weiter im Norden dagegen lebte eine Atlantis bis zur Oberkreide fort, die Südamerika und Afrika verband, indem sie etwa in der Region der Oberguinea-Schwelle ansetzte. Gegen Ende der Kreidezeit zerbrach auch diese Brücke. Im Alttertiär waren Südamerika und Afrika getrennt. Die absolute Eigenart der eoziänen neotropischen Säugerwelt ist ein kräftiger Beweis hierfür. Bis ins Mitteltertiär mögen Inselketten noch eine lockere, doch für Landtiere

nicht mehr überwindbare Verbindung geknüpft haben. Gewisse Nachklänge der endgültigen Entzweiung spielen sich in rezenten Bodenbewegungen am Grunde des Mittelatlantik ab.

Wie Atlantis, verfiel auch Lemuria der Zerstückelung und der Absenkung seiner Landfläche zum Boden der Tiefsee. Bis ans Ende des Perms ist ein breiter Zusammenhang Ostafrikas mit Madagaskar und Indien annehmbar. Die Küste Somaliens, der Norden Madagaskars wurden aber bereits vom äthiopischen Triasmeere bespült. Vom mittleren Mesozoikum ist dann die Entstehung einer breiten untiefen Delle — der Vorläuferin des jungen tiefen Kanals von Mozambique — zwischen Hochafrika und Indomadagasien klarer zu verfolgen. In sie drang das äthiopische Meer von Norden her allmählich vor, auf diesem Wege durch fazielle Urkunden verraten. Im Kimmeridge dehnt sich diese Meeresstraße zwischen beiden frei nach Süden: andine Tierformen wandern auf ihr um Afrika herum bis nach Deutsch-Ostafrika. In der Unterkreide dagegen verkittet wiederum eine Landbrücke Südafrika mit Madagaskar-Indien, angedeutet durch die Beziehungen der unterkretazischen marinen Litoralfaunen beider Gebiete. Seinem Wesen nach mag das Gebiet zwischen Ostafrika und Madagaskar am besten als flache Sedimentationswanne betrachtet werden, in die je nach dem Wechsel auf- und abwallender Bewegungen ihres Bodens bald weithin Meer flutete, bald flache Landstrecken beide Regionen wieder verbanden.

Die eben erwähnte unterkretazische Landbrücke wurde erst im Senon zerschnitten, in dem auch Madagaskar im Osten vom Meere erreicht und nun völlig zur Insel verwandelt wurde — was sie im wesentlichen auch geblieben ist. Immerhin scheint eine lose Verbindung nordostwärts von Madagaskar auf Indien zu bis ins Mitteltertiär hinein nicht ausgeschlossen. —

Es wurden aus der Tektonik Afrikas die Faltengebirge verschiedenen Alters und die Zerreißungszonen erwähnt.

Das Hauptkennzeichen seines Baues, man möchte geradezu sagen dessen Grundgesetz, ist nun nachzutragen:

Der ganze Kontinent samt den umgebenden Meeresböden wird beherrscht durch scharf hervortretende Systeme von großen Bauzügen. Sie lassen sich in Faltungsrichtungen und Bruchlinien, in der Anordnung von Becken und Schwellen und anderem in gleicher Weise erkennen. Diese Bauzüge halten bestimmte Richtungen ein.

Das eine dieser Systeme beharrt in einer nordöstlichen Bahn, mit gewissen Ausschlägen nach beiden Seiten seines Hauptstreichens. Es soll künftighin — nach einem in der Tektonik Ostafrikas eingebürgerten Namen und nach dem Vorbilde des Ostabbruches der Somali-Halbinsel — das **somalische Bausystem** Afrikas genannt werden.

Das andere der beiden Systeme aber hält sich in einer nord-westlichen Richtung, ebenfalls mit einer Streuung über die Flanken seines allgemeinen Streichens. Wir werden es — wieder nach einem



Fig. 4. Die Gitterstruktur der Schwellen und Becken auf Festland und Meeresboden.

ostafrikanischen Namen und nach dem Vorbilde des erythreischen Grabens — als das **erythreische Bausystem** Afrikas bezeichnen.

Zwischen beiden vermitteln zwar Baulinien mit anderen Richtungen, so meridional verlaufende. Sie aber stehen gegenüber jenen mit vereinzelt Ausnahmen an Bedeutung weit zurück.

Das somalische Bausystem herrscht regionenweise über das erythreische, das letzte in anderen Gebieten über jenes. Sie pflegen sich zu kreuzen, so daß eine großartige Gitterstruktur erzeugt wird. Die Gitterstruktur ist in einer Kartenskizze dargestellt worden, die als Versuch gewertet werden soll. Sie zeigt nicht Faltungslinien oder Bruchsysteme, sondern die Anordnung von Becken und Schwellen des afrikanischen Festlandes und seiner Meeresumrahmung. Das Raumgitter der marinen und kontinentalen Becken, der untermeerischen und festländischen Schwellen leuchtet in seiner Gesetzmäßigkeit klar hervor.

Das somalische und erythreische Bausystem sind uralter Entstehung. Sie brechen bis in die jüngste Geschichte Afrikas wie alte unheilbare Wunden der Kruste immer von neuem wieder hervor. Beide beherrschen das Baubild ganz Afrikas, Osten wie Westen und die Mitte. Sie lassen sich ebenso im Kapebirge wie in dem afrasischen Gebirgsgürtel wiedererkennen, wenn auch in jenen Umformungen der verschiedensten Arten verschleiern über sie hinweggriffen. Einzelbeispiele für beide werden sich später in Fülle aufzeigen.

Aber nicht nur die afrikanische Kontinentalmasse steht unter ihrem Zwange. Diese großen formenden Kräfte greifen auch auf Tausende von Kilometern Entfernung von deren Rändern bis in die Tiefsee des Atlantischen und Indischen Ozeans hinaus.

Die Karte der Oberflächenformen der Afrika umgebenden Meeresräume (Fig. 1) zeigt nämlich das überraschend scharf herausspringende Überwiegen ganz weniger, jene umreißender Richtungen. Unschwer gibt sich in diesen Richtungen das sich durchschneidende und überkreuzende Gitter der Leitlinien unseres somalischen und erythreischen Gestaltungsprinzips zu erkennen. Schon gegenwärtig lassen die für tektonische Auswertungen — sowohl nach ihren Lotungsgrundlagen wie in ihrer geologischen Auffassung — noch wenig brauchbaren Tiefseekarten diese wichtigen Züge des ozeanischen Bodenreliefs mit genügender Klarheit herauslesen. Daraus ergibt sich für uns:

Die Einwirkung der beiden für Afrika erkannten Bauprinzipien auf die Kontinentalmasse gleicht den aus den umgebenden flächenweiten Meeresböden herausleuchtenden Erscheinungen so sehr, daß:

einmal an der Gleichheit der tektonischen Kräfte hier wie dort nicht zu zweifeln ist,

zum andern aber auch das der Arbeit dieser Kräfte unterworfenen Gesteinsmaterial im wesentlichen eine Einheit darstellen muß.

Das trockene Festland Afrikas unterscheidet sich in den Bauregeln und Bauformen in nichts von seinen, von Ozeanwasser überdeckten Nachbarflächen. Festland und Meeresboden sind eine stoffliche Einheit. Der Meeresboden rund um Afrika ist keine Entblößung

der Simasphäre: er ist vielmehr ein niedergesunkener, in sich zerbrochener Abkömmling der afrikanischen Salisphäre mit deren blutsverwandten Gesichtszügen. Diese niedergebröckelten Schollen eines einst umfangreicheren Afrika stehen mit ihrer Muttermasse noch in unlösbarem Verbande: sie sind nicht von ihr über weite Entfernungen hin abgedriftet.

Den Nordrand Afrikas umkleiden Europa und Asien.

So muß auch die geologische Verknüpfung der afrikanischen und der eurasiatischen Kontinentalmasse gestreift werden.

Beide werden verkettet durch Zonen aufgefalteten Krustenmaterials. Solche verkittenden Zonen entstanden bereits zur Zeit der kaledonischen und varistischen Gebirgsbildung, besonders klar verfolgbar aber während der mesozoisch-neozoischen. Letztere verkörpern sich im mediterranen oder afrasischen Kettengebirgsgürtel¹⁾.

Seine Gebirge erwachsen aus der Geosynklinale der Tethys. Sie schied als von West nach Ost gestrecktes, reich gegliedertes Mittelmeer die afrikanische und eurasiatische Kontinentenmasse.

Diese letzteren stehen in scharfem Widerspiel zueinander. Sie glitten und gleiten langsam auf das sie trennende Mittelmeer zu²⁾. Afrika verfolgt dabei im großen Ganzen eine nördliche, doch leicht nach Nordwesten abgelenkte Bewegung, Eurasien aber eine südliche Bahn mit südwestlichem Einschlag. Sie bewegen sich nicht geradenweges auf den Schichttrog der Tethys zu, sondern schieben sich mehr aneinander vorüber.

Die Bewegung der beiden gewaltigen Krustenfelder gegen die Tethys erzeugt die scharfe Faltung und Zusammenstauchung der in ihr niedergeschlagenen Sedimente, die von intrusiven Vorgängen begleitet wird. Die starren Krustenfelder drängen sich unter die geosynklinalen, leicht beweglichen und abhebbaren Schichtdecken, die schließlich vielfach über den Vorderrand der Starrschollen hinübertreten müssen.

So wird durch ihre gegensätzlichen Bewegungen der afrasische Gebirgsstrang zwangsweise geboren, dessen Nordrand Eurasien, dessen Südrand Afrika (und Indien) begleitet. Sein Nordsaum, so die

¹⁾ Der gebräuchliche Name „eurasiatisch“ erweckt, allerdings sehr zu Unrecht, die — von E. SUESS wohl auch gehegte — Vorstellung, als ob zu diesem Gebirgsgürtel nur Gesteinsmassen Europas und Asiens verwendet worden wären, nicht auch solche Afrikas. Wir nennen deshalb dieses Gebirge afrasisch. SUESS setzte hier, wie des öfteren, geographische Betrachtungsweise an Stelle der geologischen.

²⁾ F. KOSSMAT, Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustande der Erdrinde. Abh. Math.-Phys. Kl. Sächs. Akad. d. Wiss., 38. Bd., 1920. — F. KOSSMAT, Die Beziehung des südosteuropäischen Gebirgsbaues zur Alpentektonik. Geol. Rundschau, Bd. 15, S. 255.

europäischen Alpen, zeigt — scheinbar — aktive Bewegungstendenz nach Norden, sein Südsaum, so der Atlas und der Syrische Bogen, nach Süden, also aus der mediterranen Geosynklinale heraus. In Wahrheit sind alle seine Bewegungen nur passive, erzwungen von den gegen den orogenen Trog der Tethys vorwandernden Krustenschollen.

Nord- und Südgrenze der afasischen Gebirge stoßen an ihre Kontinente mit einem breiten Bande mariner neritischer Sedimente. Eindeutig klar ist das zu verfolgen über das ganze afrikanische Ufer der Tethys, wo neritische Schichtreihen den Fuß des Atlas und der syrischen Gebirge begleiten, weniger klar am Gegenufer infolge nachträglicher tektonischer Reduktion und der großen Überschiebungen dorthin.

Die Außenflanken des afasischen Gebirgsstranges ebbten mit ihren Bewegungswellen allmählich aus. Ständig leichter und seichter werdende Faltenwellen strömen aus seinem stürmisch bewegten Innern auf den marinen, immer dünner sie überkleidenden Sedimentmantel der Kontinente hinauf. Schließlich klingen sie vor ruhigen Tafelschollen in auseinander tretenden Büscheln und einsamen Falten aus. Dieses Aus-tönen der mediterranen Faltung ist wieder am afrikanischen Ufer der Tethys prachtvoll zu erkennen, vom atlantischen Rande Afrikas bis zum Eck der nordsyrischen Tafel, dann entlang dem iranischen Gebirgsrande¹⁾. Nur mehr ganz leise Verbiegungen der Sedimenthaut, oft zwischen ungefaltete Tafelstreifen eingestreut, stehen als letzte Vorposten des mediterranen Faltungsgürtels auf dem afrikanischen Kontinent: so zwischen Atlas und Saharatafel, zwischen Syrischem Bogen und Innersyrien, so vor den Iranketten die einsamen mesopotamischen Faltenzüge.

Die Afrika gegenwärtig noch berührenden Teile des zweiseitig gebauten afasischen Gebirgsgürtels gehören seinem südlichen, durchaus selbständigen Hauptstamm an, dem der Dinariden. Innerhalb des — gegenüber seinem Vorfaltungsfelde stark eingeeengten — Kettengebirgsgürtels selbst aber deutet die Art und Weise des Verlaufes seiner großen, mannigfach gebogenen und verschlungenen Leitlinien an, daß ihm Umformungen, Zerknitterungen, Schleppungen im Widerspiel zwischen afrikanischem und eurasiatischem Krustenfeld reichlich widerfahren. Die Bogenform vieler Stücke, so des Gibraltarbogens, weist vor allem auf solche Schleppungen hin.

Alle Bewegungsbilder in den mediterranen, Afrika und Eurasien verknüpfenden Gebirgen aber mögen sich dieser Vorstellung über ihre Ursachen unterordnen.

¹⁾ E. KRENKEL, Der Syrische Bogen. Centralbl. f. Min., Geol. u. Pal., 1924, S. 274.

Die — aus den archaischen Gebirgen als Rumpfreste überlieferten, nur fälschlich so genannten — Urschollen der Erdrinde, die als ausgedehnte, in sich versteifte Tafeln zwischen sich die Pressungsbänder der Faltengebirge zusammenschieben, werden von einer magmatischen Unterlage getragen. Diese beharrt nicht in steter Ruhe, sondern steht unter einer gewissen Wanderneigung. Die Abkühlung der Erde ist es, die ihr physikalisches und chemisches Gleichgewicht stört. Diese Temperatur- und Stoffstörungen aber setzen sich in Strömungen des Magmas um. Seine langsamen Verlagerungen werden noch von der Rotation und den Gezeiten der Erde beeinflusst. Mit ihnen verträgt das Magma auf seinem Rücken die Rindenfelder der Erde und bewegt sie gegeneinander.

Es ist selbstverständlich, daß diese sich über Perioden der Erdgeschichte erstreckenden, langsamen Verschiebungen von Rindenschollen nicht nur auf die zwischen ihnen eingeschalteten schichterfüllten Tröge einwirken. Sie lösen auch im Inneren der Kontinente erhebliche Veränderungen aus, die sich vor allem in Zerreißen, und in Lageveränderungen größerer und kleinerer Teilstücke eines Krustenfeldes kundtun. Gerade dafür aber bietet Afrika gute Beispiele¹⁾. — —

Zum Schlusse dieser Übersicht mögen zwei Vorstellungskreise berührt werden, die sich mit der Vergangenheit Afrikas befassen.

Scheint zur Schöpfung von Faltungsgürteln Beweglichkeit von Rindenfeldern erforderlich, so wird deren Ausmaß sicher überschätzt, würde den Annahmen WEGENERS²⁾ über das Abdriften Südamerikas und Indiens von dem — relativ weniger beweglichen — Afrika gefolgt.

WEGENER läßt die salischen Kontinentalblöcke in ihrer simatischen Unterlage verschiebbar sein, die in den Ozeanböden entblößt liegt. In früheren Perioden der Erdgeschichte fügten sich Europa, Afrika, Nord- und Südamerika zu einer fast ungetrennten Masse — und zu Südafrika scharten sich Vorderindien, Australien, Antarktika. Aus diesem älteren Erdbild entstand das heutige durch Abdriften von Teilschollen in verschiedenen Richtungen. Dieses Abwandern setzte zu einem Teile im Alttertiär, zum anderen in noch jüngeren Zeiten ein und führte in kurzen Zeitspannen zu sehr beträchtlichen Lageänderungen der salischen Blöcke.

Zwei Annahmen aus WEGENERS Gedankenkomplex müssen besprochen werden, da sie die regionalgeologische Stellung Afrikas zu seinen Nachbarn im Osten und Westen behandeln: die „atlantische Spalte“ und der „vorderindische Zusammenschub“.

¹⁾ E. KRENKEL, Die Bruchzonen Ostafrikas. Berlin, Borntraeger, 1922.

²⁾ A. WEGENER, Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. 3. Aufl., 1922.

Mittels der atlantischen Spalte¹⁾, deren einzelne Strecken in verschiedener Zeit entstanden, löste sich Nord- und Südamerika in WEGENERS Annahme vom zurückbleibenden Europa-Afrika.

Schiebt man die Ostküste des amerikanischen Wanderers wieder an die Westküste Europa-Afrikas heran, so müssen nach ihm zum Beweise dieser Abspaltung alle strukturellen Züge an beiden Küstenfluchten zu völliger Deckung gebracht werden: wir verlangen also lückenloses Aneinanderpassen von Faziesgürteln, Faltungszonen, Eruptivgesteinsprovinzen, in Ort und Breite des Austriches dieser Elemente, wie in Streichrichtung und Entstehungsalter.

Wird nun die brasilische Masse — gleichzeitig an ihrer NW-Ecke um 45° gedreht — in den tiefen Guineawinkel Afrikas geschoben, so fällt zwar eine gewisse, aber keineswegs völlige Angleichung ihrer beiden Küsten auf. Nicht diese Formenhomologien sind aber maßgebend, um über die Möglichkeit einer Geburt der brasilischen Masse aus Afrika zu entscheiden, sondern geologische Tatsachen. Wie steht es mit diesen?

1. WEGENER sagt: das Streichen der präpaläozoischen Falten Brasiliens und Westafrikas stimmt überein. Im Norden herrscht meist NO-SW-, im Süden aber N-S-Streichen.

Was über die Tektonik in den Arealen alter Gesteine an beiden Seiten des Südatlantik bekannt ist, zeugt von großer Kompliziertheit im Bau, von mehreren sich überdeckenden Faltungen, einem erheblichen Wechsel im Streichen. Das alles sind Züge, die sich dem angenommenen einfachen Bauplane nicht einfügen wollen. Die Strukturkarte LEMOINES von Westafrika gibt ein nur wenig genügendes Bild dieser Verhältnisse²⁾. Soweit Einzelheiten einer Deutung bereits zugänglich sind, — W. PENCK hat einiges darüber zusammengestellt³⁾, — sprechen sie gegen einen lückenlosen Struktur-Zusammenhang der brasilischen Masse mit Afrika. Das zeigt sich klar z. B. für Deutsch-Südwestafrika und das neben es zu liegenden kommende Stück Brasiliens. Je mehr exakter Beobachtung zugänglich wird, desto schroffer abweichend werden sich die Charaktere beider erweisen.

2. Wichtiger ist vorläufig für die Frage einstigen Verbandes der Vergleich des Kapgebirges mit den Sierren der argentinischen Provinz Buenos Aires. Da liegen nun die letzteren um 300 km südlicher als die Kapiden. So ist schon die zu fordernde Einheitlichkeit der Lage nicht gewahrt. Die Kapfalten schmiegen sich nicht in das Streichen der Sierren: sie offenbaren ein abweichendes Bewegungsbild und anderes

¹⁾ W. SOERGEL, Die atlantische Spalte. Zeitschr. d. D. Geol. Ges. 1916, Bd. 68, S. 200.

²⁾ LEMOINE, Westafrika; H. d. reg. Geologie 1913.

³⁾ W. PENCK, Zur Hypothese der Kontinentalverschiebungen; Z. d. Ges. f. Erdkunde Berlin 1921, S. 130.

Baumaterial. Beider Alter ist verschieden. Rückt man die Brasilmasse neben Afrika, so kommt neben die kräftigen Kapfalten das ungefaltete Land nördlich der Sierra de la Ventana zu liegen. Kein einziger geologischer Faden spinnt sich zwischen Sierren und Kapiden¹⁾.

Hätte aber die nördliche Brasilmasse bis über das Eozän hinaus neben Afrika gelegen, — wie es ein Kartenentwurf WEGENERS darstellt — so müßten sich auf jener die Ausläufer der jungen Faltungen am Niger finden, wie die Spuren der nigerisch-kameruner Effusivregion, die afrikanischen Vorkommen von Oberkreide und Alttertiär anschließen lassen. Nichts von alledem ist zu bemerken.

3. Beachtenswert sind ebenso die kleinen Inseln inmitten des Atlantik. In den Auswurfsmassen der Vulkane auf Aszension, St. Helena, Tristan d'Acunha finden sich Bruchstücke der an der Erdoberfläche meist verbreiteten Gesteine: so Gneis, Granit, Gabbro, Diabas, auch Sedimente. Solche Auswürflinge bezeugen, daß der Fuß der Inseln in salischem Untergrunde wurzelt. Sie sprechen zugleich dagegen, daß der Boden des Atlantik einer Simaentblößung entspricht.

Jene Inseln aber als versprengte Marodeure Südamerikas zu erklären, heißt zugunsten des Hypothetischen das gut Verständliche opfern. Die Annahme, daß sich Splitter von einer abdriftenden Scholle lösen, schließt in sich das Zugeständnis, daß die Ränder Südamerikas und Afrikas bei Entstehung der atlantischen Spalte nicht unverletzt blieben. Den heute über den Meeresspiegel aufragenden Inselchen werden wahrscheinlich andere ähnliche, aber anders entstandene „Splitter“ entsprechen, — man denke an den Walfischrücken —, ja auch größere Schollen, die bei weichender Unterlage zum Ozeanboden niederbrachen.

5. Die Formen des Meeresbodens im Westen Afrikas nun deuten solche Absenkungen deutlich an, die im Netzwerk der auch in der kontinentalen Masse vorherrschenden Baulinien vor sich gingen. Dieser Meeresboden verrät keine simatische Schlichtheit; er erinnert in seiner unruhigen Formung vielmehr an das benachbarte Festland, wodurch er sich als abgesunkener Teil der Oberkruste zu erkennen gibt.

6. Verraten die Eruptivgesteine zu beiden Seiten des Atlantik so enge Verwandtschaft, daß aus ihr die Zerspaltung einheitlicher comagmatischer Provinzen in nun durch Abdrift geschiedene Teile zu folgern ist? Die Ansichten darüber sind geteilt. BROUWER²⁾ sieht Übereinstimmung zwischen einzelnen südafrikanischen und brasilischen Gesteinen. WASHINGTON³⁾ verneint dagegen beweisende petrogenetische

¹⁾ Ähnliche, für WEGENERS Annahmen ungünstige Berechnungen stellte P. J. LAKE an (Geol. Mag. 1922, S. 338)

²⁾ BROUWER, De alkaligesteenten . . . en de over-eenkomst der Eruptivgesteenten van Brazilië en Zuid-Afrika; Kon. Ak. Wetensch. Amsterdam 1921, S. 1005.

³⁾ WASHINGTON, Comagmatic Regions and WEGENERS Hypothesis; Washington Ac. of Science 1923, S. 339.

Beziehungen zwischen den Uferregionen des ganzen Atlantik, wohl mit den stichhaltigeren allgemeinen und besonderen Gründen.

Es darf bei Erörterung der Frage nach dem Bestande petrogenetischer Harmonien hüben und drüben niemals vergessen werden, daß der Entwicklungsgang der Erde in bestimmten Perioden ihrer Geschichte von einer Art Zeitgeist beherrscht wird. Ihm zufolge kommt es, wie zahlreiche Beispiele aufzeigen, in weit getrennten Gebieten zur Förderung von, in Chemismus und Erscheinungsform gleichartigen Magmen. Die chemische Gleichheit einiger Alkaligesteine, das Auftreten hochmetamorpher alter, sich ähnelnder Gneise, der geologisch gleichaltrige und gleichförmige Aufstiegsmechanismus von Basalten (Doleriten) und von Kimberliten in heute durch Ozeanbreiten geschiedenen Landmassen erhärten an sich nicht im mindesten, daß alle diese Gesteine trotz Stil- und Charaktergleichheit in demselben Raume entstanden sind. Noch weniger beweiskräftig sind Schlüsse auf einheitliche Entstehungsareale, die aus der gleichen Tracht terrestrer oder glazialer Ablagerungen gezogen sind. Nur dann wieder, wenn z. B. die Gesteinsausstriche Grenze für Grenze sich aufeinander fügen, ist ihr einstiger Zusammenhang erwiesen. Diese Anpassung ist aber bisher noch nirgends an den Säumen des Atlantik festgestellt.

Trotzdem mag auf einiges in der Verbreitung der Eruptiva in der brasilischen Masse und im Westen Afrikas hingewiesen werden. Die Granite Oberguineas, so in Nigerien und Dahomé, sind alkalisch. Sie führen Riebeckit, zum Teile Kassiterit. Die Granite Guajanas sind durchaus verschieden. — In Oberguinea, in Liberia und auch an der Elfenbeinküste kommen reichlich Gesteine der Charnockitreihe (Hypersthengranite und Norite) vor, die den indischen und wohl auch ostafrikanischen Typen gleichen. Sie fehlen der Guajana-Ceará-Küste. — Im innersten Winkel des Guinea-Busens und in den anliegenden Landstrichen wie auf den vorgelagerten Inseln drängen in Oberkreide und Tertiär alkalische Laven auf, so besonders Nephelinite, Leuzitite, Hauynophyre. Das ist ganz verschieden von der Nordostecke Südamerikas. Die letzten drei Beobachtungen sprechen kaum für eine Abdrift des nordöstlichen Brasilien aus dem Busen von Guinea.

Südwärts von letzterem und von Kap Roque durchbrechen an vielen Orten Tiefen- und Ergußformen von Alkaligesteinen den archaisch-alkonischen Sockel. Alkalilaven dringen auch auf den vorgelagerten Inseln, auf Fernando Noronha und Trinidad einer-, Aszension und St. Helena andererseits, empor. Diese Verteilung spricht mehr für eine sehr ausgedehnte, den Atlantischen Ozean und seine Ränder unterteufende, bis tief nach Ostafrika zu verfolgende Provinz alkalischer Magmen, als für eine Drifttrennung der ihn umsäumenden Krustenfelder.

Die Summe der Tatsachen aus der Verbreitung der Eruptivgesteine am Atlantischen Ozeane spricht gegen die Drift-Hypothese. —

Auf der indischen Flanke Afrikas läßt WEGENER aus dem vorderindischen Zusammenschub sehr beträchtliche Landverschiebungen hervorgehen. Ursprünglich soll Vorderindien unmittelbar an der Ostküste Madagaskars gelegen haben. Im Tertiär wanderte es 3000 km gegen das asiatische Angaraland. Sein Anprall an dieses ließ die Falten des Himalaya entstehen. Er äußerte sich aber auch weiter als Aufaltungen in einem großen Teile des östlichen Asiens.

Vorderindien neben Madagaskar als seine Stamm-Masse zu legen, verbietet beider geologischer Bau. Ihr präpaläozoischer Untergrund läßt sich weder in den strukturellen Zügen noch in den Gesteinen zur Deckung bringen. An der Ostküste Madagaskars liegt marines Senon, das der Westküste Vorderindiens völlig fehlt. Jene zeigt also die Spuren einer sehr bemerkenswerten jüngstkretazischen Meerestransgression, von der an dieser nichts bekannt ist. Wäre Vorderindien wirklich von der großen afrikanischen Insel abgetrieben, so hätte das vor dem Senon geschehen müssen, nicht erst im Jungtertiär. Der Einwand, daß es sich in diesen senonen Ablagerungen um für die Abdriftfrage belanglose Bildungen eines Schelfmeeres handle, ist nicht stichhaltig. — Die in Vorderindien so ungeheuer weit verbreiteten Ergüsse des Dekkantrappes, die an seine Westküste unmittelbar in breiter Front herantreten, fehlen auf Madagaskar. Vorderindien bildete zur Zeit ihres Aufdringens, das in der Oberkreide einsetzte, mit Südarabien und Abessinien bereits eine große geschlossene magmatische Provinz. Madagaskar wieder schließt sich der tertiären ostafrikanischen Magmaprovinz aufs engste an. In Ostindien aber mangeln alle Anzeichen ihrer Gesteine. Der Abdriftstoß Vorderindiens dürfte aber kaum einer solchen scharfen natürlichen Grenze zwischen zwei Gesteinsprovinzen entsprochen haben.

Die reich entwickelte Gliederung des Meeresbodens im Osten und NO Madagaskars, die die Sprache ostafrikanischer Tektonik spricht, widerstreitet der, durch eine Abdrift Vorderindiens im Sinne WEGENERS gewiß zu erhebenden Forderung, daß der Indik dort den einfachen Charakter einer Simablöße trage. Die weit um Madagaskar verstreute Inselwelt verleugnet zudem ihre salische Abstammung nicht.

Tiergeographische Betrachtungen sprechen ebenso gegen eine Ursprungslage Vorderindiens neben Madagaskar.

Die von A. PENCK¹⁾ und KOSSMAT²⁾ gegen weite Schollenverlagerungen im Gebiete des Indik geltend gemachten schwerwiegenden

¹⁾ A. PENCK, WEGENERS Hypothese der kontinentalen Verschiebungen; Z. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin 1921, S. 110.

²⁾ F. KOSSMAT, Erörterungen zu A. WEGENERS Theorie der Kontinentalverschiebungen; ebendort, S. 103.

Bedenken — so der harmonische, von einem lemurischen Zusammenschub nicht beeinflusste Verlauf der varistischen, die Süd- und Nordkontinente der östlichen Halbkugel verknüpfenden Gebirge, die Unmöglichkeit einer Erklärung aller klimatischen und geologischen Eigentümlichkeiten der permokarbonen Eisperiode und ihrer Folgezeit bei Annahme eines einstigen gewaltigen, später zerdriftenden Gondwanalandes — bedürfen keiner neuen Erörterung.

Die Summe der geologischen Tatsachen von den Rändern des Atlantik und Indik, wohl auch aus ihren Tiefen, spricht nirgends für Abwanderung von Schollen aus Afrika über Tausende von Kilometern seit dem Eozän. —



Fig. 5. Oman- und Indus-Bogen und ihre Überkreuzung durch den Orogenen Ring.

Als für die geotektonische Gliederung Afrikas und der angrenzenden Ozeangebiete von ausschlaggebender Bedeutung betrachtet KOBER — in scharfem Gegensatz zu WEGENER — einen „Orogenen Ring“, der als ununterbrochener Wall die Kontinentalmasse umpanzert. Dieser orogene Ring umfaßt einmal die mediterranen Faltenzüge zwischen Gibraltargege und Indusmündung. Von jener aber verlängert sich sein westlicher Ast über den nord- und südatlantischen Rücken, von dieser sein östlicher über den Westindik, bis beide weit südwärts des Kaplandes den Faltungskreis schließen. Mit Ausnahme des mediterranen Stückes sind alle Teile dieses orogenen Ringes unter den Ozean gesunken. Dem Boden des atlantischen und indischen Ozeans lastet nun ein versenktes junges Orogen auf¹⁾.

¹⁾ L. KOBER, Der Bau der Erde. Berlin, Borntraeger 1921, S. 260.

Die Zeugnisse für einen geschlossenen Afrika umrundenden orogenen Ring sind so hypothetisch, daß es unmöglich ist, sich mit der Vorstellung seines einstigen Bestehens, ganz abgesehen von der über die Möglichkeit seines Werdens, zu befremden. Gewiß könnte die Form des nordatlantischen Rückens dazu anregen, in ihm eine Fortsetzung der mediterranen Gebirge zu sehen. Doch schon gegen diese Verbindung erheben sich Bedenken, die sich bei einer Verlängerung in den südatlantischen Rücken verschärfen. Gegen die von KOBER angenommene Abzweigung des östlichen Astes des orogenen Ringes aus den iranisch-indischen Falten spricht aber — neben dem Bau der Indusketten selbst¹⁾ — mit aller Deutlichkeit die Bodengestaltung im nördlichen arabischen Meere. In ihm vermittelt zwischen dem Omanbogen einerseits, dem Indusbogen andererseits ein markanter, sich haarscharf in deren Streichen einschaltender untermeerischer Rücken. Er verkittet beide Teilbögen zu einem prachtvoll geschwungenen Vorbogen der vorderasiatischen Hauptfaltenstränge. Sollte nun quer über diesen, so schön geschlossenen Oman-Indus-Bogen der orogene Ring in den Indik hinausziehen? Deutet man diese Brücke nicht hinweg, so fällt mit ihrer Anerkennung zunächst der Ostast des orogenen Ringes, und damit dieser auch als ganzes.

Auch die Synthetiker des afrasischen Gebirgsbaues, wie ARGAND und STAUB, zeichnen in ihren Karten am Omangolfe den geschlossenen Zug seiner Ketten, ohne einen in den Indik strebenden Ast eines orogenen Ringes abzuzweigen.

Nicht der orogene Ring schreibt den tektonischen Stil Afrikas vor. Nirgends im afrikanischen Bauwerk zeigen sich Spuren einer seiner angenommenen Linienführung angepaßten, „konzentrischen“ regional-geologischen Gliederung.

Die Summe der geologischen Erscheinungen, die sich in Afrika und in den umgebenden Meeresräumen beobachten, oder wenigstens mutmaßen läßt, — so Gestalt und Oberflächenformung des Kontinents, die leitenden tektonischen Züge, die vulkanischen Erscheinungen, Erdbeben- und Massenstörungszonen, ferner das Relief der Ozeane —, ist vielmehr im allgemeinen rückführbar auf die Herrschaft des somalischen und erythreischen Baugesetzes.

¹⁾ E. W. VREDENBURG. Geol. Surv. Ind. Rec., Bd. 38.

5. Kapitel. Die Merkmale der großen geologischen Regionen

Der Kontinent Afrika mag in neun große geologische Regionen aufgeteilt werden. Dazu gesellt sich die Region der Inseln im Indischen Ozeane, und die der Inseln im Atlantischen Meere. Diese beiden insularen Regionen stehen mit einzelnen ihrer Glieder nur in sehr lockerem, oder, wie man auch sagen könnte, in keinem erkennbaren Zusammenhange mehr mit dem Festlande in ihrer Mitte.

Bei der Ausscheidung der geologischen Regionen ist das Wesen ihres gesamten Baues und die Eigenart besonderer Eigenschaften maßgebend gewesen. Bei ihrer Umgrenzung wurde nirgends sklavische Bindung an irgendein, doch nicht ausnahmslos zu befolgendes Prinzip erstrebt.

Die Flächen der geologischen Regionen decken sich nicht immer, doch in einzelnen Fällen mit der Umgrenzung der früher ausgeschiedenen orographisch-morphologischen Landschaften. Der orographisch-morphologische Charakter hat zur Formung von geologischen Großregionen wenig, von Unterregionen höheren Wert. In diesen tritt die Eigenart bestimmter Gesteine und Schichten wie ihre Lagerungsart sehr oft maßgebend hervor.

Nirgends soll die Aufstellung einer Großregion deren scharfen Abschluß gegenüber den Nachbarn bedeuten. Sie dient vor allem der übersichtlichen Gliederung des Stoffes.

1. Die erste der geologischen Großregionen ist **Syrabien**. Syrabien umschließt Arabien, Syrien und den Sinai.

Afrizidisches Grundgebirge tritt an seinen steilen Bruchrändern zutage. Vom Roten Meere dringt es bis ins Innere des hohen Nedjd vor. Das Oman-Faltengebirge hat eine kristallin-schiefrige Unterlage. Dem abgetragenen archaisch-algonkischen Festlande liegt im Südosten des Toten Meeres, am Sinai Oberalgonkium mit festländischen Verwitterungsmassen und Lavablättern auf. Diese Ergüsse sind die Nachklänge der Intrusionen der algonkischen Afrizidenfaltung. Marines Paläozoikum — Kambium, Silur, Karbon — erreicht überall nur die Ränder der syrabischen Masse, so am Westsinai, am Toten Meere, im Hedjas und in Oman. Im Mesozoikum dagegen dringen — zur Trias noch schwächlich — aus der mediterranen Geosynklinale weitreichende neritische Überflutungen gegen einen Festlandskern heran. Er wölbt sich dort empor, wo heute durch den jungen Schnitt des erythreischen Grabens Syrabien und Egynubien voneinander gespalten sind. Das Jurameer überzog den Nordfuß des Sinai, Palästina und Mittelsyrien.

Es zog durch Mittelarabien über das Tuweikplateau bei e-Riad nach Südwesten gegen Jemen, wo es auf den abessomalischen Jura-Meerbusen traf. Trotzdem ist damals der Südosten Arabiens Festland geblieben. Kreide- und Eozänmeer bedeckten noch ausgedehnte Flächen. Doch sind Regressionsphasen deutlich erkennbar. Das Eozän transgrediert an der Südküste Arabiens unmittelbar über Grundgebirge.

Im Tertiär wird die Bodenruhe Syriens gestört durch den großartigen Einbruch des erythreischen und adischen Grabens. Beide Grabensysteme fassen wir als das erythradische zusammen.

Der Syrische Bogen durchzieht, dem Saume des östlichen Mittelmeeres folgend, das meernahe Syrien, als Teilbogen der mediterranen Faltungsregion. Er wird auf Syrien zu bewegt. Ebenso drängt sich der Omanbogen als Vorkette des Iranischen Bogens gegen Syrien vor, in seiner Fortsetzung nach dem Indus in den Untergrundsformen des Oman-Golfes angedeutet.

Nach der Auffaltung des Syrischen Bogens durchsetzt, als Abzweigung des erythreischen Grabens, der in seinen Teilstücken mit verschiedenen Namen belegte Syrische Grabenzug vom Golfe von Akaba bis an die taurischen Randketten das syrische Faltenland. Vulkanische Erscheinungen aber häufen sich in der Nachbarschaft der erythreischen, adischen und syrischen Grabenbrüche. In Arabien entstehen die öden Lavafelder der Harras, in Mittelsyrien aber die ausgedehnten Basaltmassen um die Senke der Damaszene.

2. Als geologische Region umfaßt **Egynubien** Egypten und Nubien samt dem sogenannten Ostsudan.

Egynubien gleicht baulich Syrien außerordentlich. Das afrikanische Grundgebirge zeigt sehr ähnliche Gesteinsreihen. Doch tritt ein wohl algonkischer, weniger metamorpher Anteil an ihm kräftiger als in Syrien hervor. Es wird wie in jenem von großen sauren, den „jüngeren“ Graniten, und seltener von basischen Intrusionen durchschlagen. Als kristallines hohes Randgebirge säumt der Etbai die Westflanke des erythreischen Grabens bis an den Fuß Nordabessiniens. Er beginnt sich an den Galalen Nordegyptens unter seinem Sedimentmantel herauszuheben, zuerst schmal und geschlossen, nach Süden zu sich mehr und mehr verbreiternd und in von sandgefüllten Senken umgebene Stücke aufgelöst. Schließlich ist das afrikanische Grundgebirge — wie es scheint, weit überwiegend als Granit — in den weiten Ebenen des in junge große Schollenblöcke zerlegten Ostsudans erschlossen. Diese Ebenen ziehen sich mit sehr ähnlichen Charakteren vom Westfuß Hochabessiniens, so bei Kassala, über den Blauen und Weißen Nil nach Kordofan und Darfur. Inselberge jeder Größe überragen sie, meist graniten, selten kristallinschiefrig. An der Banda-Schwelle zwischen Nil- und Kongosystem tritt wieder gneisiges und granitisches Grund-

gebirge zutage. Es wird im Innersten des Ostsudan, im Bahr el-Ghasal, von den Alluvionen seiner großen Ströme überkleidet, unter denen an den Rändern des Beckens mächtige eluviale Verwitterungsrinden sich herausheben.

Wie seinen östlichen Nachbarn, verhüllen den abgetragenen afrikanischen Sockel Egyptens dicke mesozoische und tertiäre marine Schichten. Im Norden sind sie meist kalkig entwickelt. Nach Süden gehen sie mehr und mehr in litorale und festländische Ausbildung über. In dieser allmählichen Faziesänderung gegen Süden wie gegen Osten zeigt sich wieder der schon oben erwähnte, niemals völlig unter Meer gesunkene Festlandskern inmitten der syrisch-egyptischen Region. Mariner Jura ist in Ägypten noch nicht nachgewiesen; marine Unterkreide wird vorhanden sein. Die sehr fossilreichen, in Faziesgürteln entwickelten Schichten der Oberkreide und des Eozäns dringen auf langsam, doch nicht ununterbrochen sinkendem Lande südwärts gegen Nubien vor. Der nubische Sandstein erreicht Nordkordofan und Darfur.

Das Oligozän bringt für Ägypten und Syrien völlige Trockenlegung. Ihre Landoberfläche ist größer als die heutige. Die östliche Umrahmung des Mittelmeeres erstreckt als wichtige Landbrücke zwischen Asien und Afrika. Das Miozän, viel weniger das Pliozän bringen schwache Ingressionen vom Mittelmeere her. Das miozäne Mittelmeer dringt in den bereits eingebrochenen Suez-Graben ein, wenn auch nur für kurze Zeit.

Im frühen Diluvium flutet der Indus durch den fertigen erythraischen Graben bis in die Isthmusgegend. Über der Landenge von Suez vereinigt er sich mit dem von Norden kommenden Mittelmeere, bald durch deren Aufsteigen wieder zurückgeschlagen.

Der Syrische Bogen durchzieht wie Syrien so auch Nordegypten. Mehrere Faltenwellen lassen sich erkennen, die als freie Äste in der Libyschen Wüste beginnen. Durch die Brüche des Suez-Grabens werden sie von ihrer Fortsetzung nach Südsyrien abgetrennt. Im übrigen liegen die Sedimente Ägyptens horizontal bei leichter Neigung nach Norden. Sie sind von Brüchen wenig gestört, die sich zu einzelnen Bewegungsphasen zusammenschließen lassen.

Ausläufer der ostafrikanisch-abessinischen Magmaprovinz dringen bis Kordofan und Darfur vor, ja vereinzelt bis Ägypten.

3. Umklammert von Ägypten und Ostafrika, die in breiter Front am Oberlaufe des Weißen Nils ineinander übergehen, beschnitten vom erythraischen Graben und vom Indus, zeigt sich **Abessinien** als gut umrissene geologische Einheit.

Zu Abessinien zählt das Hochland Abessinien, die SO geneigte Tafel Somalien, der abessinische Graben und der als Afar bezeichnete Teil aus der Sohle des erythraischen Grabens. Die Inseln der

Sokotra-Gruppe zählen als von Abessomalien losgesprengte Vorposten dieser Region zu.

Das afrizidische Grundgebirge ist ohne Hülle erschlossen im nördlichen niedrigen Abessinien, in Eritrea und in den tiefen Cañons der abessinischen Nilzuflüsse angerissen unter mächtigen Decken verschiedener Gesteine. Es begleitet im Danakil-Horst den Saum des Roten Meeres und tritt in Somalien unter seinen Hüllgesteinen reichlich heraus. Über ihm folgen — oft unter Einschaltung der Limonitformation — die Adigrat-Schichten von Perm-Trias-Alter, in Somalien bei Lugh auch mit marinen Fossilien, — mariner Jura als Dogger und Malm, die Antaloschichten umfassend, und Unterkreide, beide fossilreich. Soweit bisher bekannt ist, finden die mesozoischen Formationen vor dem Westabbruche Abessiniens ihr Ende. Abessomalien trug während Jura und Unterkreide auf dem größten Teile seiner Fläche Meeresbedeckung, wenn auch unter Schwankungen der Wasserausdehnung und -Tiefe. Bemerkenswert ist, daß die Sokotra-Inseln weder marinen Jura noch Unterkreide tragen, sondern über dem Grundgebirge nur Oberkreide und Eozän.

In der Oberkreide ergießen sich auf die horizontalen, nur wenig südgeneigten Bänke der genannten Formationen in Abessomalien, zu denen sich in Somalien auch Oberkreide und Eozän gesellt, die Trappdecken. Sie gleichen in Erscheinungsform und Alter den Trappen des Dekkans und im Hinterlande von Aden. Mächtige Decken aus Spaltenergüssen häufen sich übereinander. Diese große vulkanische Phase sieht ihre Ablösung in dem tertiär-quartären Vulkanismus, der sich vor allem im abessinischen Graben und in Afar betätigt, aber auch in die anliegenden Landstriche übergreift. Große Einzelvulkane, von denen ganz wenige noch schwach tätig sind, sind die letzten Äußerungen dieses langdauernden Vulkanismus.

Afar, mit einigen Senken unter dem Meeresspiegel ausgestattet, am Danakil-Horst das abessinische Mesozoikum wieder entblößend, wird im frühen Tertiär im Stoßwinkel zwischen erythreischem und adischem Graben herausgeschnitten. Abessinien steigt scharf an; Somalien wird als ganze Platte nach Süden geneigt. Im Zusammenhang mit diesen Ereignissen entsteht der schmale, unfertige abessinische Graben, der die ostafrikanischen Gräben mit dem erythradischen verbinden will.

4. **Ostafrika** beginnt mit der Senke des Rudolfsees, die sich als orographische Niederung zwischen sein Landgebiet einerseits, Erythrien und Abessomalien andererseits einschiebt. Sie besitzt aber wohl auch tektonische Bedeutung. Ostafrika umfaßt Uganda, Britisch- und Deutsch-Ostafrika bis an den Abhang ihrer Hochlandsabdachung nach dem tiefen Kongobecken, Njassaland und Portugiesisch-Mozambique bis zur Delagoabucht im Süden.

Ostafrika ist das Reich der scharfkantig alte Landschaftsformen durchschneidenden Bruchzonen, die in den Gräben ihren greifbarsten Ausdruck finden. Diese Bruchzonen ordnen sich zu langen, gekrümmten Zügen. Die westliche beginnt südlich des Sambesi, umfaßt den Njassa- und Tanganjika-Graben, die kleinen Grabenseen und reicht über den Ausfluß des Weißen Nils aus dem Albertsee. Die mittlere setzt am Njassa-Graben als die ältere ein, verläuft über eine Reihe von Bruchstufen nach Norden, und erreicht über den Naivasha-Graben (den „Großen ostafrikanischen Graben“) schließlich den Rudolfsee, an dem sich der abessinische Graben abspaltet. Eine östliche Störungszone begleitet meist den Anstieg des Deutsch-Ostafrikanischen Küstenlandes zum hohen Inneren, und läuft dann in die Küste der Somali-Halbinsel aus. Auch die Küste des Indik ist im wesentlichen durch Brüche beschnitten.

Das afrizidische Grundgebirge Ostafrikas wird durch das ausgedehnte Massiv des Zentralgranites südlich des Viktoria-Sees in zwei Äste gespalten, die sich in seinem Norden und Süden wieder zusammenschließen. Es lassen sich in ihm mehrere Faltungsphasen unterscheiden. Das Oberalgonkium (und Altpaläozoikum) liegt in Denuationsresten ungefaltet oder wenigstens nur leicht gefaltet über den älteren abgetragenen Faltenstümpfen. Die Alt-Karru, am Luguka und Njassa-See mit Kohlenflözen, ist meist nur als tektonisch versenkte Schollen erhalten geblieben. Jüngere Karru nimmt gegen die Meeresküste hin größere Räume ein. Der Ostrand der Region trägt eine schmale Zone von jurasischen und kretazischen marinen Sedimenten, und von marinem Untertertiär. Der Indik hat in Ostafrika nicht solche großen Flächen überflutet wie in Abessomalien.

Die mittlere Störungszone wird von einer sehr ausgedehnten vulkanischen Landschaft begleitet, die mit ihrer Anlegung in genetischem und zeitlichem Verbande steht. Zunächst flossen Decken in verschiedenen Perioden aus, später entstanden Einzelvulkane, deren mächtigste Kilimandjaro und Kenia sind. Ihre Gesteine gehören der ostafrikanischen Alkaliprovinz an, die in gleicher petrographischer Eigenart sich ununterbrochen bis Abessomalien fortsetzt.

Bruchtektonik und Vulkanismus Ostafrikas setzen im unteren Tertiär ein, und erhielten sich bis zur Gegenwart in abgeschwächter Form. Am Kiwu-See sind vor allem die Virunga-Vulkane noch tätig, an der mittleren Störungszone einzelne Essen.

Ostafrika ist ein erdbebenreiches Gebiet. Es ähnelt innerhalb Afrikas hierin nur Abessomalien. Am häufigsten und stärksten erschüttert ist die Landbrücke zwischen Tanganjika- und Njassa-See.

5. An das östliche Afrika lehnen sich zunächst eine Reihe von großen und kleinen **Inseln**, die vom Festlande durch den bereits im Mesozoikum vorhandenen Kanal von Mozambique getrennt werden. An

seinem Nordausgange stehen die vulkanischen Komoren mit dem tätigen Karthala-Vulkan. In der Mitte liegt Juan de Nova mit kristallinem Kern. Den Südausgang schließen die Koralleneilande Europa und Bassas da India.

Madagaskar ist ein Teil des kristallinen Sockels Ostafrikas, ein Ausschnitt des Gondwanalandes. Es sitzt der nordöstlich langgestreckten Madagaskarschwelle auf. Der größere östliche Abschnitt der Insel entblößt fast nur afrizidisches Grundgebirge, das von tertiär-quartären Vulkaniten durchdrungen ist. Sie bauen einzelne große Vulkanlandschaften auf, so im Norden das Ambre-, in der Mitte das Ankaratra-Massiv. Der Westrand der Insel trägt über terrestrem Gondwana marines Mesozoikum und unteres Tertiär, die ihn in langen Bändern begleiten. Marine Trias ist nur von der Nordspitze der Insel von Ambararatra bekannt. Den Ostrand der Insel beschneidet eine sehr lange geradlinige, junge Bruchkante, an der sich eingeklemmte Senonschollen erhalten haben. Die Insel war im Oligozän wieder mit dem Festlande verbunden. Seine jetzige Tiefe erreichte der Kanal von Mozambique wohl erst im Quartär.

Zwischen Komoren und Seychellen liegt eine Reihe kleiner Inselgruppen aus Riffgesteinen. Die Amiranten werden von den Seychellen durch einen schmalen tiefen Meereskanal geschieden.

Die Seychellen beginnen die bogenförmig gekrümmte, an Untiefen reiche Maskarenenschwelle, die durch 4000, ja über 5000 m tiefes Meer von Madagaskar und dem Festlande getrennt ist. Sie entblößen als Reste des in den Indik versunkenen afrikanischen Landes in ausgedehntem Maße alte Tiefengesteine. Am Südrande dieser Schwelle ragen die Maskarenen empor, über gemeinsamem Sockel Réunion und Mauritius, weit ab von ihnen Rodriguez. Das vulkanische Réunion trägt den tätigen Piton de la Fournaise. Auf Mauritius wurden zwischen den vorherrschenden vulkanischen Gesteinen kleine Aufbrüche alter Gesteine festgestellt. Rodriguez ist vulkanisch; doch ist sein Vulkanismus schon lange erloschen.

Die alte Unterlage dieser Inseln gab mit Veranlassung, den lemurischen Kontinent über den Indik anzunehmen. —

Wir fügen dem Inselumkreise Ostafrikas noch eine Reihe anderer Eilande zu.

St. Paul und Amsterdam sind vulkanische Inseln, halbwegs zwischen dem Kap der Guten Hoffnung und Südaustralien auf gemeinsamem, in zwei Gipfel geteiltem Sockel gelegen.

Über die nordwestlich gestreckte Kerguelenschwelle erheben sich Kerguelen und Heard. Kerguelen sind eine ausgedehnte vulkanische Übergußtafel, die augenscheinlich einem Sockel alter Gesteine auflastet. Nach Erlöschen des tertiären Vulkanismus brach die Eiszeit über die

Inselgruppe herein und gestaltete ihre älteren Landformen um. Sie trägt noch heute Gletscher. Die Kerguelen sind Reste eines Kontinents, keine vulkanische Neubildung.

Über gemeinsamem Plateau in 3000 m Tiefe steigen an seinem Ost- und Westende die jungvulkanischen Prinz Eduard- und Crozet-Inseln an. Das Crozetplateau gliedert seine Inseln Südafrika eng an, während sie von den Kerguelen durch die Tiefe der Kerguelenmulde geschieden sind.

6. **Südafrika** zeigt in seinem Landgebiete, das die Südafrikanische Union, Deutsch-Südwestafrika und Angola in sich vereinigt, als Grundstock des gesamten geologischen Baues, sehr ausgeprägt besonders in seinem Norden, das afrizidische Grundgebirge. Es lassen sich in diesem mehrere Phasen der Faltung unterscheiden. Sie waren von verschiedener Intensität und schufen Gebirge verschiedener Streichrichtungen.

Über der archaischen Unterlage der Malmesbury- und Swazi-Schichten nebst ihren Intrusionen folgen diskordant eine Reihe von algonkischen, wohl voneinander geschiedenen marinen und terrestren Formationen. Große Mächtigkeit und Fossilreichtum sind ihre Merkmale. Zu ihnen gehören die Witwatersrandformation mit ihren goldhaltigen Konglomeraten, die an Laven und Tuffen reiche Ventersdorpformation, das Transvaalsystem und ihre mit anderen Namen belegten Equivalente. So entspricht den letzten beiden in Deutsch-Südwestafrika die Konkip- und Namaformation.

Ein ausgezeichnetes algonkisches Faltungsgebiet spannt sich zwischen Kimberley und Pretoria. Südafrika ist eins der wichtigsten Gebiete zum Studium der algonkischen Sedimente und Gebirgsbildungen. In anderen Arealen dagegen liegt das Algonkium ungefalteter.

Ähnlich wie der Nordsaum des Kontinentes, trägt sein Südrand eine Faltenumrahmung. Nur ist das Kapgebirge älter, wohl oberpermisch begonnen, aber noch bis zur Unterkreide bewegt worden. In ihm wurde eine Reihe paläozoischer Formationen des Kapsystems — der moränenartige Bildungen bergende Tafelbergsandstein, die marinen, durch Trilobiten und Brachiopoden als unter- bis mitteldevonisch bestimmten, sandig schieferigen, von Fossilabdrücken erfüllten Bockeveldschichten, die pflanzenführenden, den Rückzug des paläozoischen Meeres bezeugenden, ihr Material aus dem Norden beziehenden karbonen Wittebergsschichten — in gegen Norden sehende Faltenzüge gelegt. Marines Karbon ist in Südafrika nicht bekannt.

Das Kapgebirge besteht tektonisch aus drei Armen: aus dem Westarm mit Nordsüdstreichen und aus dem langen ostwestlichen Hauptstamm. Beide hängen zusammen. Der Hauptstamm schwenkt leise nach OSO ab, und wird von der Ostküste bis zur Algoabucht ab-

geschnitten. Der Ostarm steht mit den übrigen Kapiden nicht mehr in Verbindung. Er beginnt sich erst am St. Johns-Flusse herauszuheben und verfolgt eine NNO-Richtung.

Der Hauptstamm des Kapgebirges läßt sich in zwei Züge trennen, die baulich kaum verschieden sind, aber durch den großen Worcesterbruch geteilt werden. Dieser wird durch die tiefen Täler des Breede- und Brand-River hervorgehoben. Die Trennungslinie zwischen der nördlichen Rand- und der südlichen Innenzone geht dann weiter zur Mosselbucht. Südlich der Innenzone folgen eine Reihe kleiner Falten, die in verschiedener Richtung, meist aber OW streichen.

Das Kapgebirge ist der Nordsaum eines breiten Faltenstranges, der fast völlig versunken ist.

Im Inneren der Kapkolonie, von dieser aber nach Deutsch-Südwestafrika und in die Oranje-Kolonie vorgreifend, dehnt sich die, nicht allzuweit ins Oberkarbon gehende Karruformation. Sie fällt in ihrer Hauptmasse mit terrestren Schichten ein Becken zwischen den Kapiden und den alten Gebirgen längs des Oranje und Vaal in vielleicht 5000 m Dicke auf. Diese mächtigen, Perm, Trias und Jura umfassenden Karrusedimente, die teils diskordant, teils konkordant über ihrer Unterlage ruhen, wurden wohl vom Norden herangeführt. Die Karru liegt im ganzen flach, ist aber von Brüchen reichlich zerstückelt.

Ihre Dwyka-Schichten umschließen die Spuren der oberkarbonisch-permischen Eiszeit, von der in Ostafrika bisher sichere Anzeichen nicht gefunden wurden. Nördlich des 33.° s. Br. war Südafrika unter Schnee und Eis begraben. Der Dwyka-Tillit ist die Grundmoräne dieses Eismantels. Er soll südwärts in Ablagerungen eines Binnensees übergehen. Über dem Tillit folgen in Südwestafrika bei Ganikobis die marinen Eurydesmensschichten, die sich infolge einer kurzen Ingression aus einem im Südatlantik stehenden Ozeane niederschlugen. Die Ekka- und Beaufort-Schichten enthalten die Gangamopteris- und Glossopterisflora und Kohlenlager. Die Beaufortschichten sind berühmt durch ihren großen Reichtum an Reptilien. Die rhätisch-jurasischen Stormbergschichten unterscheiden sich von den vorgenannten durch Fauna und Flora. Sie werden abgeschlossen von mächtigen Decken verschiedener Laven. Aus ihrer Zeit stammen die doleritischen Intrusionen der Karruschichten, die sich jedoch nicht bis in das Kapgebirge erstrecken. Wohl aber finden wir ihre Ausläufer in Ostafrika mit gleichartigen Gesteinen. Noch über die Juragrenze hinaus mögen vulkanische Erscheinungen angedauert haben. So sollen die Diamantschlöte kretazisch sein.

Die Intrusion der einförmigen, in ihrer Erscheinungsform aber sehr wechselvollen Karru-Dolerite ist eine der großartigsten vulkanischen Ereignisse Afrikas und der Erde. Ihr Aufdringen hängt wohl mit der

Auffaltung des Kapgebirges zusammen, in deren „Vortiefe“, das Karru-Becken, sie eingepreßt wurden.

Marines Mesozoikum, das in den bisher genannten Regionen eine nicht unwichtige Rolle spielte, tritt in Südafrika völlig zurück. Jura fehlt. Die Unterkreide — die Uitenhageschichten — findet sich im Bereiche der Kapiden. Sie dringt in deren Täler ein und wurde mit jenen in einer jüngsten Faltungsphase disloziert. Der von Ostafrika herankommende Streifen von Oberkreide endet mit dem Pondolande; ein Rest liegt an der Mosselbucht. An der Westküste Südafrikas beginnt die Oberkreide erst wieder in Angola. Ebenso spärlich wie die mesozoischen sind die marinen känozoischen Reste an der Küste. Die Südspitze des Kaplandes entbehrt der tertiären Umklammerung völlig: Nur aus Deutsch-Südwestafrika und aus Angola ist küstennahes Tertiär bekannt.

Die Zuspitzung Südafrikas ist Streifen um Streifen und erst in junger Zeit erfolgt.

Von allen Seiten sinken die hohen Ränder Südafrikas nach der weiten inneren Senke der Kalahari ab. Unter ihren Ablagerungen ist der Kalaharisand die charakteristischste, mächtige, weiße und rote Sandmassen, die den größten Teil der Kalaharisteppes überziehen. Zu einem Teile sind sie Wüstenbildungen.

Als geologische Unterabschnitte Südafrikas sind zu nennen: die nördlichen Hochebenen mit Rhodesien und Transvaal, das Gebiet der Karruschichten, das Kapgebirge, die westlichen Hochländer und die Kalaharisenke.

7. Das innere Mittelafrika, das **Kongobecken**, wird auf allen Seiten umrahmt von Schwellen aus afrizidischen Gesteinen. Sie erbauen die Lunda-Katanga-Schwelle, den Rand des Beckens gegen Ostafrika und das Küstengebirge gegen den Atlantik.

Das Kongobecken ist als Ablagerungswanne bereits jungpaläozoischer Anlage. Es nahm die ihm von den Randlandschaften zugeführten Sedimente während langer Zeiten auf. Seine gegenwärtige Umrahmung ist dagegen sehr viel jugendlicher.

Im Grenzsaume gegen Südafrika sind eine Reihe algonkischer Schichtpakete verbreitet, so in Katanga, die sich von hier nach Westen zum atlantischen Küstengebirge ziehen, gegen NO an der Grenze Ostafrikas vordringen. Diese „Systeme“ aus faziell rasch wechselnden Schichten sind mit einer verwirrenden Fülle von Namen belegt worden, in die nur schwierig Ordnung zu bringen ist. Teils erlitten sie die afrizidische Faltung, teils wurden sie nur noch leicht verstellt.

Bekannt unter den jüngeren dieser Formationen ist besonders das Kundelungusystem, das im inneren Kongobecken an den großen Strömen nur unter seiner Schichtdecke erschlossen ist, ebenso aber in

Katanga wie am Westrande des Kongobeckens auftritt. Vielleicht ist dieses System schon paläozoisch.

Fossilführendes Paläozoikum ist im Kongobecken nicht nachgewiesen, ebensowenig eine paläozoische Faltung. Im Mesozoikum erfüllte es ein umfangreiches Binnenmeer, das wahrscheinlich nach Westen mit dem Atlantik in Verbindung stand. Seine Sedimente treten am oberen Kongosystem als triasische Lualabaschichten zutage. Fischreste, Ostrakoden, Phyllopoden, marine Oolithe zeigen die salzige oder wenigstens brackische Natur seines Wassers an.

An der Basis der Lualabaschichten wurden glaziale Ablagerungen erkannt. Das Inlandeis strömte von Süden nach Norden. Auch ältere Glazialschichten wurden in der Umrahmung des Kongobeckens nachgewiesen. Diese Eiszeiten werden durch große Zeiträume voneinander getrennt.

Über den Lualabaschichten folgen im Inneren des Beckens die jurasisch-kretazischen Lubilasschichten diskordant. Sie setzten sich in einem Binnensee ab. Dieser war wohl noch im Tertiär bei kleinerem Umfang gefüllt, wurde dann aber von Westen her angezapft und entleert.

8. Der **Sudan** dehnt sich zwischen der Küste des Golfes von Guinea und dem wüstenhaften Saharien aus, das nördlich des Senegals, des Nigerbogens und des Tschadbeckens beginnt.

Das afrizidische Grundgebirge herrscht in Nordkamerun. Von hier verfließt es nach Osten mit dem Grundgebirge des östlichen Sudans, der egynubischen Region. In Oberguinea treten die Afriziden in sehr umfangreichen Massiven zutage, aufgebaut aus Ortho- und Paragneisen, durchschmolzen von sauren und basischen Intrusionen wohl verschiedenen Alters. Eins dieser großen Massive ist das von Dahomé—Borgu. Ein anderer Kern spannt sich zwischen Liberia und der Elfenbeinküste einer-, dem Niger andererseits in geschlossenem Zuge über den Volta nach NO.

Über den kristallinen Gesteinen des Grundgebirges folgen schwer gliederbare Schichtmassen, die meist, aber ohne zwingenden Grund, dem Silur zugestellt werden. Es handelt sich in ihnen zum Teile um algonkische Sedimente. Phyllitische Schiefer, kristalline Quarzite herrschen vor. Kalke treten zurück. Zu diesen Komplexen gehören die Atakora-Quarzite, die stark gefaltet und gestört als eines der wichtigsten Strukturelemente Dahomé und Togo in nordöstlichem Zuge queren, scharfrandig zwischen kristalline Massen zu ihren Seiten eingeklemmt. Sie unterlagen noch der afrizidischen Faltung, ebenso wie die „Zone der kleinen Massive“, die in gleicher Richtung, strukturell ebenso wichtig, zwischen der Elfenbeinküste und Uahiguja sich dehnen.

Jünger sind die Buem- und Gurma-Schichten. In den ersten wurden glazialverdächtige Ablagerungen gefunden. Beide sind noch

leicht gefaltet. Daß ihre Wellung noch von der absterbenden Afrizidenfaltung verursacht wurde, scheint wahrscheinlich.

Ausgedehnte Sandstein-Schiefer-Tafeln dagegen, die zwischen Senegal und Niger weite Plateaus bilden, sind sicher paläozoisch — so in Französisch-Guinda silurisch und graptolithenführend —, teils litorale, teils terrestre Equivalente des marinen Paläozoikums der Sahara.

Im großen Ganzen herrscht als Faltungsrichtung des Sudans eine nordöstliche vor. Doch finden sich reichlich Ausnahmen. In Kamerun dagegen ist häufig eine meridionale. Danach sollen sich in der — durch viele junge vulkanische Durchbrüche verratenen — Kamerunlinie zwei uralte afrikanische Gebirgsstränge von allergrößtem Ausmaße scharen. Diese Scharung ist zum mindesten sehr ungewiß. Doch könnte der rundliche Umriß des westafrikanischen Kontinentalvorsprungs, der durch die Kapverdenmulde und durch den nördlichen atlantischen Rücken wiederholt wird, und der dem zugespitzten Längsblock Afrikas so fremdartig aufrucht, durch den Faltenlauf eines weit ausholenden alten Gebirgsbogens mitbestimmt sein, und durch die Bahn jüngerer Gebirge, die parallel zu ihm verlaufen.

Während Süd- und Ostafrika im Mesozoikum und Untertertiär von großen Meereseinbrüchen frei blieben, hat der Sudan solche in Oberkreide und Alttertiär erlebt. In Kamerun, — und südlich bis Angola, — halten sich Ablagerungen dieser Zeiten noch nahe an den heutigen Küstensaum. Von der Westflanke des Kamerunberges an aber dringt turones Meer mit nordöstlicher Küstenlinie gewaltig in das Festland ein. Es überspült große Teile des Sudans und auch Sahariens, und vereinigt sich mit den mittelmeeerischen Ingressionen, die in Nordafrika bereits im Zenoman, teilweise auch in der Unterkreide schon begonnen haben. Es ist die Zeit, wo Afrika seinen kleinsten Umfang seit dem Paläozoikum besitzt. Das Senon bringt für Westafrika bereits wieder eine stärkere Landzunahme. Das Eozän dringt wenigstens im Nigergebiet und am Senegal wieder vor. Doch gewinnt das Tertiär niemals die von der Oberkreide eingenommenen Gebiete zurück.

Bemerkenswert ist, daß sich in der Oberkreide des Sudans an verschiedenen Orten der Beginn einer vulkanischen Tätigkeit bemerkbar macht. Das erinnert an Abessomalien und Jemen. Die Absenkung des Guineagolfes an einer Reihe von großen, sich kreuzenden Bruchlinien ist ihre Ursache. Ebenso bemerkenswert ist die Faltung, die in Senegambien Oberkreide und Untertertiär, zwischen Kamerun und Niger die Oberkreide betraf. In Senegambien sind die Falten gegen SO bewegt. Man könnte glauben, daß die westafrikanische Halbinsel von einem Kranze junger Faltengebirge umrahmt war, deren innerste erhaltene Wurzeln in diesen Faltungsfeldern Senegambiens und Nigeriens bewahrt blieben.

9. Die durch klimatische Vorgänge erzwungene wüstenhafte Natur ist es, die **Saharien** zwischen den Atlasfalten im Norden, dem Sudan im Süden zu einer Einheit zusammenschließt, weniger Geschichte und Tektonik des Untergrundes. Auch das nördliche Nilstromland trägt sie unvermindert zur Schau. Doch wurde es aus anderen Gründen zu Egnubien geschlagen.

Der älteste Untergrund Sahariens schaut aus Sandmassen und Schichtdecken in einigen Massiven zutage. An die atlantische Küste tritt die Mauretanische Masse heran. Das Innere erfüllt das Tuareg-massiv, beide durch die weiten Sandwüsten des Erg Iguidi und des Djof voneinander getrennt. Ahaggar und Adrar Iforass treten hier besonders hervor. Weiter im Westen hebt sich das aus Metamorphen, mehr aber aus Sedimenten erbaute, NW gestreckte Tibesti-Massiv heraus.

Saharien erlitt eine Reihe paläozoischer Meerestransgressionen. Kambrium ist zwar unbekannt. Das Silur dagegen ist verbreitet in Muidir, Ahnet und Tassili der Asdjer. Es ist gefaltet. Die Faltenwellen streichen etwa NS (?). Komplizierter Überschiebungsbau ist sehr wahrscheinlich. Man verglich diese Faltenzüge mit den kaledonischen Gebirgen Europas, gewiß mit Recht. Man nannte sie auch „Sahariden“. Devonische Sandsteine und karbonische Kalke liegen diskordant und ungefaltet über ihnen. Auch weiter im Westen erkannte man kaledonische Falten.

Marines Devon ist weit verbreitet. Klassisch ist das Gebiet von Saura. Hier ist das Devon stark gefaltet, aber von horizontalem Karbon überlagert. Hierin offenbaren sich Züge des varistischen Gebirges am Südrande der Atlasfalten, wie sie in diesen selbst erhalten sind, und zwar eine ältere Bewegungsphase.

Das neritische Karbonmeer drang südwärts bis Taudeni vor. Im Oberkarbon liegen Kohlenlager. Auch das Karbon ist varistisch gefaltet. Mit seiner Auffaltung sind die afrikanischen „Altaiden“ vollendet.

Die varistischen Falten scheinen, bogenförmig gekrümmt, in Saharien zu enden. Den Sudan dürften sie nicht erreicht haben. —

Über den afrizidischen, kaledonischen und varistischen Falten liegt transgredierend und horizontal weniger die Unterkreide, besonders aber die obere. Ihre weiten Tafeln, die Hammadas, lassen Cenoman, Turon und Senon erkennen und gewinnen in Tripolitaniien die Küste des Mittelmeeres. Früher als den Sudan erreicht die gewaltige oberkretazische Transgression Saharien. Länger wie dort erhielt sich in ihm die Meeresbedeckung. Die weniger bedeutsamen unter- und jungtertiären marinen Flächen ausgenommen hat Westafrika bereits im Mitteltertiär sehr energisch seine Wasserhüllen abgeschüttelt.

Die Umwandlung Sahariens zur Wüste ist jung. Eine ganze Reihe von Zeugnissen sprechen dafür. Ein diluviales Saharameer hat es nicht gegeben.

Vulkanische Erscheinungen des Tertiärs und Quartärs sind über Saharien verstreut, z. T. als Ausläufer des ostafrikanischen Vulkanismus. Die Vulkane von Ahaggar, im Tassili der Asdjer, in Tibesti und in Air seien genannt.

Ausläufer der folgenden Faltungsregion greifen in schwächlichen Ausklängen in die nördliche Sahara über.

10. Der **Atlas** mit seinen Teilgebirgen ist ein kleiner Ausschnitt aus den mesozoisch-tertiären Gebirgen des Mediterranikums. Er ist durch seine junge Faltung eine besondere Region Afrikas, aber keineswegs ein fremdartiges Anhängsel dieses Kontinents. Im Gegenteil ist der Atlas ein durch den ganzen großen Werdeakt der afasiatischen Gebirge untrennbar mit Afrika verknüpft, ja notwendiges Strukturelement. Sein Gegenstück über dem östlichen Mittelmeere ist der Syrische Bogen, der sich im südlichen Tunis, am saharischen Rande der Atlasregion bereits abzuspalten beginnt. Beide klingen gegen das afrikanische Vorland in schwächer und schwächer werdenden Wellen aus.

In der Atlasregion lassen sich mehrere Phasen in der Geburt des Gebirges unterscheiden. Die erste Phase fällt wohl an das Ende des Jura. Hauptphasen liegen in der Oberkreide und im Miozän. Schwächere folgen im jüngeren Tertiär. Die Bewegung erfolgte aus Norden nach Süden, auf das sie erzeugende afrikanische Vorland hin. Deckenbildung zeichnet besonders die mittelmeernahen Gebiete aus.

Die Atlasfalten haben alte varistische Ketten wieder bewegt und in sich verarbeitet.

Das ganze Gebirge nimmt von Westen nach Osten an Höhe wie Emporfaltung seiner Gesteine ab. Im Hohen Atlas treten kristalline Gesteine, Paläozoikum, Jura heraus. In seiner Mitte steht ein Triaskern, ummantelt von Jura und Kreide. Schließlich im Osten überwiegt Kreide und Tertiär über wenig Jura.

Die Schichtenfolge des Atlas zeigt — in scharfem Gegensatze zu Saharien — Trias, Jura und Unterkreide der Tethys-Geosynklinale in reicher Entwicklung. Während im Tell-Atlas an der Küste des Mittelmeeres das Mesozoikum meist bathyale Fazies verrät, ist es im übrigen Atlas neritisch ausgebildet.

Der Atlas besteht aus folgenden Gliedern: Hauptstamm ist der Hohe Atlas, der sich westlich in die Kanaren verlängerte. Von seiner Südflanke zweigt nach SW der AntiAtlas ab. Beide werden begrenzt vom Draa-Tafilelt-Plateau, das noch leicht gefaltet ist, so im langen Dj. Bani. Von der Nordflanke des Hohen Atlas aber entspringt der Mittlere Atlas. Er setzt sich über das Muluja-Tal in den Tell-Atlas Algerotunesiens fort. In dessen Süden liegt die schwach bewegte algerische Meseta. Sie wird vom Sahara-Atlas begrenzt, der aus einzelnen, NO-streichenden Kulissenfaltungen besteht. Dieser ist die

nur durch Achsensenkung oberflächlich unterbrochene Verlängerung des Hohen Atlas. Tell-Atlas und saharischer Atlas vereinigen sich in Tunis. Entsprechend dem Draa-Tafilelt-Plateau steht vor dem Sahara-Atlas das Sahara-Plateau mit seinen schwächeren Faltungen.

Vor dem Hohen und Mittleren Atlas breitet sich die varistisch gefaltete marokkanische Meseta. Das nördliche Marokko endlich durchzieht der Rif-Atlas. Er steht nicht in Verbindung mit den übrigen Gliedern des ganzen Gebirges, sondern umschlingt in scharfem Bogen den Ausgang des westlichen Mittelmeeres. Über die Straße von Gibraltar hinweg vereinigt er sich mit der betischen Kordillere Südspaniens.

Gegen das heutige Mittelmeer sind große Teile der inneren Zone des Atlas abgesunken. Diese Absenkung war von vulkanischen Vorgängen begleitet. Die Straße von Gibraltar ist die jüngste einer Reihe von Meeresengen, die im Tertiär Atlantik und Mittelmeer verbunden haben.

Die Betrachtung des Gebirgsbaues ganz Westafrikas zeigt, daß seine Faltung von Süden nach Norden zu immer beschränktere Flächen in ihren Bann zog. Im Untergrunde ist überall die archaisch-algonkische Faltung verbreitet. Dann folgt die kaledonisch-varistische der afrikanischen Sahariden und Altaiden, und schließlich die schmale mesozoisch-tertiäre des Atlas.

Das westliche Atlasgebirge mag sich, die Kanaren benutzend, um Westafrika herumgeschlungen haben; das östliche geht von Tunis nach Italien über.

11. Als letzte der geologischen Regionen mögen die im Atlantischen Ozeane verstreuten **Inseln** zusammengeschlossen sein, die teils noch engste Beziehungen zum nahen Festlande zeigen, teils aber, in weitem Abstände gelegen, kaum mehr gemeinsames mit ihm besitzen.

Bouvet vor der Südspitze Afrikas, Goughs Island, die Tristan d'Acunha-Gruppe, St. Helena und Aszension sind vulkanische Inseln. Doch sind bemerkenswerter Weise von den letzten drei Auswürflinge von alten Gesteinen des Untergrundes bekannt.

Die Kapverden sind vulkanisch. Auf fünf von ihren Inseln, so Majo, Thiago und Vizonte treten Reste des tiefen Untergrundes mit kristallinen Gesteinen und Sedimenten zutage. Jurasische (gefaltete?) Aptychenkalke wurden auf Majo gefunden.

Die Kanarischen Inseln liegen im Streichen des Atlas. Sie sind vielleicht Reste der kristallinen Zentralzone des Hohen Atlas. Überwiegend aus vulkanischen Gesteinen von verschiedenem Alter aufgebaut, besteht die Grundlage auf La Palma, Gomera und Fuerteventura aus alten diabasischen Gesteinen, zu denen auf letzterer noch Kontaktbildungen, Tonschiefer und Kalke treten. Marine Oberkreide steht auf Hiero an. Tenerifa trägt den großen Vulkan Pico de Teyde.

Beide Gruppen sind Reste des afrikanischen Kontinents, mit deren junger Losreißung von jenem im Miopliozän für die letzte, früher für die erstere die vulkanischen Erscheinungen einsetzten.

Madeira ist vulkanisch. In ihren jungen Effusiven liegen als Intrusionen grobkristalline Tiefengesteine. Das im Tale von Sao Vinzente in 400 m Meereshöhe liegende marine Mittelmiozän erweist beträchtliche junge Niveauveränderungen.

So bietet uns Afrika in seinen Regionen eine Fülle von geologischen Bildern und Problemen. Die Gleichförmigkeit des Landschaftsbildes, das gar oft über ungeheure Räume eintönig aushält, legt sich täuschend und verhüllend über den bunten Reichtum seines Baues. Es zeigt uns, um einiges Wichtige aus seiner Geologie hervorzuheben, ausgedehnte archaische und algonkische Faltungszonen mit großartigen granitischen Intrusionen, eine Fülle algonkischer Formationen, mächtige Landablagerungen der mesozoischen Zeit, weitreichende Transgressionen aus verschiedenen Epochen, in junger Zeit Zerrungszonen von tausenden von Kilometern Länge, einen sehr tätigen Vulkanismus über großen Flächen, randliche Faltungen am Mittelmeere, Wüstenbildungen, Rumpfflächen und Inselberge. Die reinliche Beschränkung einzelner dieser Erscheinungen auf bestimmte Räume, das Vermögen, sie während langer Perioden unangetastet durch spätere Umgestaltungen zu bewahren, erleichtert das Eindringen in die Geschichte des Kontinentes.

Und doch, in welch schweres Dunkel sind noch unsere Kenntnisse über die Geologie des dunklen Kontinentes gehüllt. Tausendfach mehr Fragen lauern, als Antworten zu geben sind.

III. Teil

Regionale Geologie der Großregionen

6. Kapitel. Syrabien

I. Geographischer Überblick

Einem wuchtigen Brückenpfeiler vergleichbar, der mit breitem Fundament aus dem Indischen Ozean emportaucht, drängt sich Syrabien zwischen zwei große Kontinentalmassen vor. Des Pfeilers schmale Krönung aber am Mittelmeere bildet als Syrien die Klammer zwischen Afrika und Asien.

Oft wurde Syrabien die verbindende Brücke zwischen beiden Erdteilen genannt. Es stimmt diese Bezeichnung trefflich sowohl in Betrachtung der geographischen Lage der syrabischen Region, wie für die über sie erfolgten tierischen Wanderungen. Sie gilt ebenso auch für die völkischen und kulturellen Beziehungen vom Osten zum Westen der Alten Welt. Sie bevorzugten zu verschiedenen Zeiten die gangbare Nord- und Südküste Syrabiens als Bahnen der Ausbreitung und Befruchtung. Schlecht dagegen erfüllt es die Funktion einer Brücke mit seinen geologischen und morphologischen Charakteren, die nur wenige leichte Fäden zu Asien spinnen.

Syrien vor allem ist klassischer Boden. Von seinen Häfen vor den Pässen der syrischen Gebirge vermittelten die Phönizier die Kulturen Mesopotamiens über die palmyrische Wüste dem Westen. Das Christentum sah im palästinischen Syrien seine Wiege. In ihm wurzelt die Lehre Mohameds, die in den weiten Steppen Innerarabiens ihre stärkste Stütze fand.

Kein Wunder, daß frühzeitig die historische Wissenschaft in Syrabien ein unerschöpfliches Feld der Forschung fand. Und kaum erstaunlich, daß diese buntfarbene Geschichte die Blicke vom geologischen Bau ablenkte, der allzu einfach und eintönig erschien, dessen Erkundung zudem wüstenhafte Natur und feindselige Bevölkerung überaus erschwerten. So ist bis in die neueste Zeit Syrabien mit Ausnahme seines mittelmeeischen Saumes eines der wenigst bekannten Gebiete Afrikas geblieben.

Syrabien, die viereckig-klotzige, wenig gegliederte Landmasse zwischen Rotem Meere und Mesopotamischem Tieflande, deren schmale Seiten Mittelmeer und Indischer Ozean bespülen, ist in jedem Zuge seiner geologischen Geschichte und seiner Oberflächengestaltung Teil des Afrikanischen Kontinents. Nur bei diesem findet deshalb seine Schilderung ihren angestammten Platz. Namen, die eine Hinneigung Syrabiens zu Asien betonen, wie arabisches oder afrikanisches Vorderasien, tragen seiner afrikanischen Blutsverwandtschaft keine Rechnung. Die stark bewegten taurisch-iranischen Faltenbögen erst begrenzen die Kontinentaltafel Afrikas.

Jung sind die Grenzen Syrabiens, doch nur im Westen und Süden scharf umrissen. Im Westen beschneidet es der im unteren Tertiär angelegte Grabenbruch des Roten Meeres und dessen nördliche Verlängerung, der Golf von Suez. So gehört die Sinai-Halbinsel mit ihrer nach Syrien blickenden Faltung noch dieser Großregion an. Im Süden vollzieht die Loslösung der syrabischen Region vom Osthorne Afrikas der gleichalte Graben und Golf von Aden. Der Persische Golf und Mesopotamien, die Vortiefe vor den iranischen Ketten, bilden den Ostrand. Dessen Verlauf im einzelnen mag vom Schatt el-Arab zur Einmündung des Karun, vom Westfuß des Zagros bis Chanikin, dann über Kerkuk und Mosul nach Diarbekr am Tigris gehen. Von den Schnellen des Euphrat bei Gerger nach Marasch, und entlang dem Kurdengebirge und Dj. el-Akra erreicht die Nordgrenze Syrabiens das Mittelmeer.

Die Küsten Syrabiens sind einförmig und nur leicht gegliedert. Es herrscht der ostafrikanische Typus der geradlinigen Bruchküste. Pliozäne und diluviale Korallenriffe wurden an ihnen bis zu 250 m über dem Meeresspiegel gehoben. Lebende Riffbauten umsäumen die Ufer mit Ausnahme des mittelmeerischen. An der Einmündung von Tälern und Grundwasserströmen werden sie am Roten Meere von schmalen buchtartigen Durchlässen, den Scherms, durchbrochen. In diesem schließen sie sich auch zu breiten, von Inseln gekrönten Platten zusammen, die gefährliche Untiefen bergen. Im Verein mit unwirtlichen sandigen Strandsäumen — wie an der südlichen Küste Syriens und am Roten Meere — erhöhen sie die Abgeschlossenheit Syrabiens. Nur selten tritt bis an die Küste älterer Untergrund heran.

Die Hauptabdachung Syrabiens geht von Westen nach Osten zum Zweistromlande. Eine ostsehende leichte Neigung der großen Scholle reicht bis ins Mesozoikum zurück, wo in der Gegend des Roten Meeres ein umfängliches altes Gebirge sich erhob. Sie wurde durch tektonische Schiefstellung, die sich aus verschiedenen Ursachen herleitet, verschärft: Die bedeutsamsten Erhebungen halten sich an die Außenränder. Ihnen eignet wilder Gebirgscharakter über langen Strecken,

besonders an den Bruchflanken zu den Gräben. Der Dj. el-Akdar an der Omanküste, ein Vorbogen der iranischen Falten, erreicht mit eozänen Kalken 3020 m Höhe. Die Staffelbergländer an der SW-Ecke Arabiens steigen bis zu Höhen über 3000 m an, so Dj. Sabor zu 3010, Hadurnebi zu 3140 m. Im Hedjas sind der granitene Dj. esch-Schar 2760, der Dj. Dibbagh 2500 m hoch. Im Hochgebirgsknoten des Syrischen Faltenbogens erhebt sich der Libanon im Kornet es-Sauda mit 3360 (?) m zum bedeutendsten Gipfel Syriens, der Antilibanon im Talaat Musa zu 2600 und der Hermon endlich zu 2760 m.

Die beträchtlichste Erhebung im Inneren ist die granitene Gruppe Schammar bei Hail. Höhenzüge — häufig NS gestreckte Denudationsränder sedimentärer Formationen, Zeugenberge, Zeugenberglandschaften — ermangeln diesem zwar nicht; doch ist die orographische Gliederung im ganzen gering.

Tiefe tektonische Senken Syriens sind das Wadi Araba, das Ghor mit den palästinischen Seen, Bekaa und Ghab. Alle diese fassen wir als Syrischen Grabenzug zusammen. Unter ihnen zeigt das Tote Meer die stärkste Absenkung unter den Meeresspiegel innerhalb Syriens. Inmitten der Nordarabischen Wüste liegt die Senke el-Djof und das lange (tektonische?) Tal Sirhan. Kleine abflußlose, oft mit Salzsümpfen erfüllte Becken sind nicht selten.

Wasserreiche Ströme besitzt nur Syrien. Die übrigen kurzen Küstenflüsse wie das Wadi el-Hamd und Hadramut entbehren ständiger Wasserführung. Das aride Klima des Inneren läßt durch den Steppen- und Wüstengürtel keinen großen Strom zum Meere gelangen. Zwei große, reich verästelte Trockensysteme tertiärer Entstehung, das Wadi Dauasir-Hanifa und Ermek-Rumem, ziehen aus Innerarabien dem Persischen Golfe zu. Doch ist ihr Verlauf noch wenig bekannt. —

Wir scheiden in Syrien folgende Teile aus: Arabien mit dem Inneren und den Randlandschaften, die nur am Persischen Golfe flaches Küstenland, sonst Faltengebirge, wie der Dj. el-Akdar in Oman, oder Bruchschollenland sind — den Sinai, begrenzt von Suez- und Akaba-Golf — Syrien, das Reich des Syrischen Faltenbogens, das sich durch diesen vom übrigen Syrien abhebt. Das Rote Meer und seine nördlichen Fühler beanspruchen wegen ihrer Tektonik besondere Betrachtung.

II. Geologische Geschichte

Vorpaläozoisch gefaltetes Grundgebirge spielt in Syrien, wie im ganzen östlichen Afrika, eine bedeutsame Rolle. In Syrien kaum hervortretend, gehört ihm bereits die südliche Sinaihalbinsel an, von der es nach dem Etbai Egyptens hinüberzieht. Vom Sinai über den Golf

von Akaba hinweg bauen kristalline Gesteine das Ostufer des Roten Meeres bis tief ins Innere Arabiens zum Dj. Adja und Schammar auf. Dort sind sie in noch nicht geklärtem Umfange von Jura und Kreide verhüllt, oder tauchen unter dünenbesäte Wüsten. An der Südküste Arabiens bricht Grundgebirge unter der Sedimenttafel vereinzelt zutage.

Dem Grundgebirge lagert im SO des Toten Meeres und am Sinai diskordant das obere Algonkium auf, das ungefaltete blieb, wenn auch durch Brüche verstellt wurde. Festländischen Verwitterungsmassen mischen sich vulkanische Ergüsse und Aschendecken. Fossilführendes Kambrium, das über die Abtragungsfläche des algonkischen Landes transgredierte, zeigt Flachseecharakter. Es beschränkt sich auf die Ostseite des Toten Meeres und Wadi Araba, als das einzige fossilhaltige Vorkommen in Ostafrika und Vorderasien. Schwarze Kieselschiefer in Sandsteinen deuten durch Graptolithen auf Obersilur. Devon ist nur im nördlichen Umkreise Syrabiens nachgewiesen, so am Giaur Dagh Kleinasiens. Terrestres Karbon mit mariner Zwischenschaltung übergreift das Grundgebirge am Westsinai, als Fortsetzung seines Vorkommens am ägyptischen Wadi Araba. Es ist sicher, daß ein älterer Teil des „nubischen Sandsteins“ oder des „Desert sandstone“ Hulls im westlichen Arabien paläozoischen Formationen zuzurechnen ist, deren küstennahe oder festländische Fazies er wäre. Erst an der gegenüberliegenden Ecke Syrabiens, in Oman, tritt marines Karbon wieder hervor.

So ist die Verbreitung paläozoischer Sedimente sehr gering. Syrabien war im Paläozoikum ein ausgedehntes, nur am östlichen und nordwestlichen Rande mit Unterbrechungen umspültes Festland. Doch sind die Kenntnisse über diese Zeiten immerhin sehr lückenhaft. —

Es blieb Festland während des älteren Mesozoikums, aus dem marine Trias nur wieder am Rande der mediterranen Geosynklinale in Oman und im Osten des Toten Meeres gefunden wurde.

Im Unterjura beginnt Syrabien jedoch zu sinken. Es sieht während des mittleren und oberen Jura flache Ingressionsmeere auf dem tief abgetragenen alten Sockel von Norden und Osten weit landein dringen. Der Jura der Isthmuswüste, Palästinas, des Libanon und Hermon, aus dem Herzen Arabiens von Riad und von Aden bezeugen, daß zum mindesten der östliche Teil Arabiens von epikontinentalen Gewässern überflutet war. Diese Überflutung dehnte sich bis zu einem Gebirgslande über dem Roten Meere, das sich bis nach Egypten erstreckte und noch während der Kreidezeit das ägyptische und arabische kretazische Meer schied. In diesem neritischen Meere fand der Faunenaustausch zwischen Nord- und Süd-arabien statt, weiterhin nach Ostafrika und Indien. Ein westarabischer, jurasischer Meeresarm, der dem Roten Meere folgen soll, bestand nicht.

Nach Rückkehr zu mehr festländischen Bedingungen an der Wende Jura zu Kreide steht Syrabien in der Mittel- und Oberkreide wiederum

in weitem Umfange unter mariner Herrschaft. Von der Isthmuswüste, aus der allein schon tiefere Unterkreide bekannt ist, bis nach Nordsyrien, von Jemen bis Oman streicht Kreide in breiten Bändern aus. Im Inneren Arabiens ist ihre Ausbreitung unsicher. Fast könnte man annehmen, daß der Festlandskern ausgedehnter war als im Jura. —

Nach Rückflutungen in der obersten Kreide drang nochmals das Eozänmeer energisch vor. Aber schon im Oligozän ist Syrabien durchaus Festland. Die östliche Umrahmung des Mittelmeeres erstet durch Aufsteigen der syrabischen Scholle, das noch heute andauert. Sie beginnt ihre bedeutsame Rolle als festländische Faunenstraße zwischen Asien und Afrika.

An der Wende von Kreide und Tertiär machen sich örtlich beschränkt die ersten faltenden Bewegungen seit dem Archäikum bemerkbar. Sie führten im Tertiär in mehreren Phasen zum Aufstau des Syrischen Faltenbogens. Als äußerster Vorposten des südlichen Stammes des mediterranen Orogens umgürtet er in schönem Schwunge, wenn auch nur zum kleinsten Teile erhalten, das Levantinische Becken, im südlichen Tunis beginnend und vor den Tauriden endend.

Im Oligozän beginnt sich durch Tafrogenese der Erythreische Graben anzulegen. Er ist ein durch Besonderheiten auffälliger Abschnitt des gewaltigen ostafrikanischen Störungsstranges. Er sieht Ausgestaltung und Umbildung im jüngeren Tertiär.

Das Miozän bringt flache Überflutung der Ränder der trockenheißen syrarabischen Region, vor allem von Mesopotamien nach Nordsyrien entlang der persisch-syrischen Meeresstraße, im Golfe von Suez und im Roten Meere. Wichtig ist die brackisch-terrestre, im ganzen Umkreise des Mittelmeeres verbreitete Salz-Gips-Formation ihres Erdölgehaltes wegen. Das Nordende des Roten Meeres beginnt sich vom Mittelmeere her zu füllen. In tiefen, tektonisch vorgebildeten OW-Buchten drangen pliozäne Meereswässer in Syrien ein.

Im oberen Pliozän erst flutet der Indische Ozean in den erythreischen Graben, nachdem die als Querriegel in ihm erhaltene abessinische Landbrücke niedergebrochen ist. Mit Beginn des Diluviums dringt das Mittelmeer wiederum südwärts vor. In den, nun gehobenen, marinen Absätzen der Landenge von Suez erhielten sich die faunistischen Spuren dieser kurzen Verbindung zwischen beiden Meeren.

Die Einbrüche am Erythreischen Graben scheinen im Quartär vollendet. Er erfährt jedoch bedeutsame Umbildungen anderer Art. Die — bereits im Pliozän deutlich erkennbare — Syrische Grabenreihe steht in energischer tektonischer Bewegung. In ihr häufen sich mächtige fluviatile Ablagerungen an, die in ihren älteren Massen noch von Grabenbrüchen gestört wurden, und von Terrassen zerschnitten sind. Nasse und trockene Perioden wechseln mehrfach. Der Libanon

ist kurze Zeit vergletschert. Die von gewaltiger vulkanischer Tätigkeit begleiteten tief wirkenden Zerrspalten, die die syrabische Region durchsetzen und randlich beschneiden, bewirken wichtige Umgestaltungen in ihren Entwässerungsnetzen. Die Erosion belebt sich, und benagt Teile der alten Fastebenen mit wechselndem Erfolg.

III. Schichtenfolge und Gesteine

In Syrabien sind folgende Gesteine und Formationen vertreten:

I. Das präkambrische Grundgebirge

Das Grundgebirge Syrabiens und Egnubiens umgürtet in geschlossener Einheit und naher petrogenetischer Verwandtschaft seiner Eruptiva das Rote Meer. Seine Ausdehnung wurde bereits erwähnt. Die spärlichen Nachrichten fügen sich zu einem Baubilde des Sockelgebirges noch kaum zusammen. Die Gesteine der gleich zu nennenden Gruppen I und II sind gefaltet, zuletzt vor dem Ende des Algonkiums. Darüber gibt die faltungslose Lagerung oberalgonkischer Schichten im SO des Toten Meeres, im Ostsinaï und im Etbai Egyptens Aufschluß.

Sinaï. Für den Westsinaï stellte BARRON diese Altersfolge auf: Diorit, grauer Biotitgranit, Biotitgneis — metamorphe Gesteine — porphyrischer Granit, roter Granit, Syenit — Gangbildungen. Doch ist HUME für den ähnlichen Ostsinaï anderer Meinung.

Eine Gliederung der Übersicht wegen mag unterscheiden:

Die erste Gruppe umfaßt alte Intrusiva körniger und gneisiger Art. Grauer Biotitgranit, mit syenitischen und dioritischen Fazien, in Granit- und Biotitgneis übergehend, bildet ein ausgedehntes Massiv. Die Dachgesteine der Intrusionen sind allein als schwimmende Schollen erhalten. — Grauer Biotitgranit und -gneis, Hornblendegranit („Sinaï“) erbaut die niedrigen Regionen des Westsinaï. Biotitgneis zieht sich vom Dj. Samra über den Ost-Serbal bis in die Breite von Tor. Biotitgranit findet sich am W. Rahab, Hebran und anderwärts. Dunkelgrüner Biotitgneis hält sich im Osten der sinaitischen Hauptwasserscheide, jenseits Dj. Sabbagh, et-Thebt und W. Nasb.

Die Tiefengesteine (der Kalkalkali- und Kalkreihe?) wechseln im Umfange zwischen mächtigen Batholithen und kleinen diskordanten Stücken. Sie werden in bunter Reihe von Erguß- und Ganggesteinen begleitet. Granitische Magmen überwiegen vor syenitischen und dioritischen.

Eine zweite Gruppe umschließt archaische und algonkische Sedimente. Durch großartige, wiederholte Einbrüche von Magmen der ersten Gruppe wurden ihre Schichten fast durchgehend, wenn auch nicht in gleichem Maße, umgewandelt. Ihnen gesellen sich als Schaltwerk

Ergußgesteine und Tuffe zu. An Metamorphen werden genannt: Glimmerschiefer, z. T. granatführend, Quarzit- und Hornblendeschiefer (W. Bark), kristalline Kalke und feldspatreiche Glimmersandsteine (W. Selaf). Vom Ostsinaï ferner: bunte Phyllite, „Kieselschiefer, Hornsteine“ (zwischen W. Kid und Melathge). Einen ausgezeichneten Kontakthof über Phyllite zu gneisartigen Glimmerschiefern zeigt ein grober Stockgranit am W. Kid.

Eine dritte Gruppe umfaßt diskordante „jüngere“ Granite, so

1. den hellroten porphyrischen Granit, mit hellroten großen Orthoklasen, wenig Quarz und Biotit. Er neigt zu Wollsackverwitterung. Am Westsinaï durchtrümpert er am W. Baba grauen Gneis; am W. Selaf tritt er in Kontakt mit alten Schiefern und Marmor; am S.-Serbal dringt er in grauen Biotitgranit ein und wird wieder von grobkörnigem roten Granit durchadert. Am Ostsinaï zwischen W. Nasb und Schelala, südlich Dahab an der Akabaküste tritt an seine Stelle grauer Biotitgranit, der in Hornblendegranit und Syenit übergeht. Riebeckitgranit wurde am Dj. Haimar beobachtet;

2. den roten grobkörnigen Granit mit dunkelrotem Orthoklas, Quarz und Muskovit. Er neigt zur Bildung scharfer Kämme und Zacken. Er bildet z. T. die Araba-Küstenkette, die Berge des inneren Sinaï, wie den riesigen Klotz des Dj. ed-Der und Dj. Derani, die Höhen an der NS gerichteten Zentralwasserscheide wie Umm Schomer, Rimhan, et'Thebt und Sabbagh.

Arabien. Tiefengesteine, Ortho- und Paragneise sind erwähnt, aber wenig nach Petrogenese, Alter und Verbreitung bekannt.

Helle und rötliche Biotitgranite, den „jüngeren“ des Sinaï entsprechend, begleiten das W. Araba, wo sie am W. er-Ruwetbe und bei Fenan von Kambrium eingedeckt werden. Gneise und Glimmerschiefer sind in der Minderheit. — An der Ostseite des Akabagolfes besteht Dj. Barghir aus rötlichem Granit; bei Makna tritt er neben Syenit hervor. Im Küstengebirge bildet das Gros roter Granit, neben dem helle und porphyrische Granite, Syenit und Diorit in großen Stöcken vorkommen. Eine ältere und jüngere Ganggruppe durchtrümpert das Küstengebirge, dem kristalline Schiefer fast mangeln. Sein Streichen ist OW mit Abbiegungen nach Norden. An der Hedjasbahn taucht das Grundgebirge mit denselben Gesteinen, zu denen sich Glimmer- und Hornblendeschiefer und Phyllite gesellen, südlich el-Ula empor, begleitet von Diabas, Diabasporphyr, Quarzporphyr, Porphyr, Uralitgabbro.

Über das Kristallin Innerarabiens herrscht fast völlige Unkenntnis. Der alte Sockel des Hochnedjd besteht meist aus grobem roten Granit. An der Südküste Syabiens ist Granit von Makalla, zwischen Mirbat und Ras Nus, auf den Churian-Murian-Inseln bekannt. Im Omangebirge sind kristalline Schiefer verbreitet.

2. Oberalgonkium

An der SO-Ecke des Toten Meeres ist unter Mittelkambrium und über gefaltetem Grundgebirge bei der Oase Ghor es-Safi (W. el-Kneje und Saramudj, Dj. esch-Schomra) ein dunkelfarbiger, mächtiger Gesteinskomplex aus terrestren und vulkanischen Materialien entblößt, der nicht mehr gefaltet ist. Er enthält grobe feste, wohl gerundete Konglomerate aus Gneis, Granit, Quarzporphyr, Diorit, Porphyrit, Gabbro, Serpentin, Lydit, Quarz in einem bunten feldspätigen Bindemittel, im Wechsel mit Arkosen. Dazwischen liegen Bänder rotbrauner Tuffe, gespickt mit Bomben, und Lagen von Melaphyr und Porphyr. Das vulkanische Material nimmt nach oben zu. Durchschwärmt wird das ganze von Gängen aus Porphyrit und Melaphyr. Bei Petra, am Dj. Harun finden sich Massen festländischen Verwitterungsschuttes.

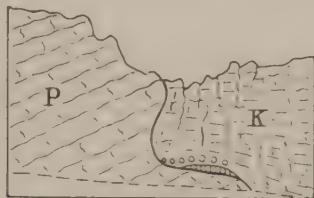


Fig. 6. Kambrium (K) über Präkambrium (P) am linken Ufer des W. Saramudj, östlich Ghor es-Safi. (Nach BLANCKENHORN.)

Ähnliche Gesteinsreihen liegen im Ostsinaï, so am Dj. Ferani und am Dj. Main grobe Konglomerate aus verschiedenen Eruptiven, verkittet durch ein arkoseartiges Bindemittel, daneben Grauwacken und Schiefer. Mit diesen sind im Ferani-Massiv verknüpft Ergußgesteine, so Quarzporphyr und Porphyrit („Andesit“) und Tuffe. Jedenfalls bezeugen diese Vorkommnisse, wie andere in Egypten, den Bestand eines großen algonkischen Festlandes.

Das Oberalgonkium war die Zeit eines regen Vulkanismus, der ein Nachklang der vorhergegangenen Gebirgsbildung ist.

3. Paläozoikum

Der Küste des oberalgonkischen Landes schmiegen sich im Osten des W. Araba — am W. el-Hesa und Saramudj — diskordant mächtige kambrische Gesteine an. Aus einem Basiskonglomerat setzen sie sich in rote Sandsteine mit Kiesschnüren fort (M. 240 m). Schließlich gehen sie durch bunte Mergel (14 m) in marine Kalke, Dolomite und

Quarzite (50—60 m) über, die Siphonotreta und Hyolithen führen. In dieser kalkigen Oberzone fand BLANCKENHORN bei el-Burdj Trilobitenreste des mittleren (und oberen) Kambriums, so von *Paradoxides* und *Ptychoparia*. Das Kambrium des W. Araba führt Kupfererze, die in alten Minen, so in Fenan, ausgebeutet wurden.

Daß sich dies Kambrium über Arabia Petraea nach dem Hedjas in alten Sandsteinen fortsetzt, lassen Angaben LARTETS und BLANCKENHORNS vermuten. Doch dürften die „Würmer Hiobs“ eine gar zu entfernte Ähnlichkeit mit dem nordischen Skolithussandstein haben.

Andere Funde (mittel-) kambrischer Fossilien wurden zwischen W. Saramudj und Zerka Main am Ostufer des Toten Meeres bekannt. Weiße harte Dolomite am W. Saramudj gaben noch *Micrometra alata*, rote oolithische Kalke am W. Kneje *Siphonotreta* und Hyolithen aus dem Subgenus *Orthotheca*, grüne glimmerige Sandsteine am W. Rimeileh Trilobitenreste, ein Band kristalliner Kalke in Sandsteinen nördlich W. Zerka *Anomocare Campbells*.

In alte Sandsteine schalten sich im Hedjas im Osten der Oase Tebuk bei Sar ul-Ghul schwarze bituminöse Kieselschiefer des Ober-Silurs ein mit schlecht erhaltenen Graptolithen, so *Diplograptus* sp.

Marines Devon ist in Syrabien nicht bekannt. Doch findet es sich im Giaur Dagh Kleinasien: So mag nach dem Charakter der Sedimente der Nordrand des Syrabischen Kontinents im Devon — wie im Silur — durch Nordsyrien verlaufen sein.

Karbon ist in terrestrer und mariner Fazies wiederum nur aus den Randgebieten Syrabien bekannt: In Oman wurde im Südwesten von Maskat im W. Adi dunkler Korallenkalk und heller Productuskalk mit *Productus* cf. *Indicus*, *Hemiptychina sparsiplicata* und Crinoiden beobachtet. Die Fauna ist die des mittleren Productuskalkes der Salt Range Indiens.

Bedeutsamer ist das Karbon des Westsinai und des ägyptischen W. Araba, die vor Einbruch des Suezgolfes ein einheitliches Karbongebiet bildeten. Am Westsinai — W. Schellal und Siq — folgt diskordant über Kristallinem:

- a) ein unterer Sandsteinschieferhorizont von rötlicher Farbe und 140 m. M. als tiefste Ausfüllung eines Beckens, nach Norden und Osten auskeilend;
- b) eine fossilführende Kalkeinlage: Crinoidenkalk, Ockerkalk, rotbrauner Dolomit, 20—39 m. m. — v. KLEBELSBERG bestimmte daraus *Orthis Michelini*, *Orthis resupinata*, *Streptorhynchus crenistria*, *Productus costatus*, *scabriculus*. Diese Fauna hat einen unterkarbonen Anstrich. Die Neuuntersuchung der von ROTHPLETZ als permisch angesehenen Fossilien des W. Schellal ergab das gleiche Alter;

- c) ein oberer Sandsteinhorizont von wechselnder Farbe, 150 m. m. — Wo er dem Grundgebirge auflagert, beginnt er mit Konglomeraten; darüber folgt ein dünnes Quarzitlager. An Pflanzen fanden sich *Lepidodendron mosaicum* und *Sigillaria* sp. Ihn bedeckt „nubischer“ Sandstein.

Das ägyptische Karbon, sehr ähnlich gegliedert, wurde von SCHELLWIEN als oberkarbonisch bezeichnet. Beiden Vorkommen dürfte gleiches Alter zukommen, das noch nicht völlig geklärt ist.

Im übrigen Syrien ist Karbon nicht nachgewiesen. Vielleicht gehört ihm im Hedjas ein Teil der Sandsteine über dem Graptolithensilur und unter dem unterkretazischen nubischen Sandsteine an. In solchen rotbraunen Sandsteinen könnte auch die merkwürdige Ruinenstadt Petra der Nabatäer liegen mit ihren von MUSIL beschriebenen, herrlichen Baudenkmälern.

4. Trias

Paläogeographisch und stratigraphisch gleich bedeutungsvoll ist die Trias in Ostpalästina, die 1922 WYLLIE auffand. An der Nordost-ecke des Toten Meeres schaltet sich zwischen W. Zerka Main und Hesban dem nubischen Sandsteine ein unten sandiger, oben kalkiger Komplex mariner Trias ein, die nordwärts in einzelnen Flecken bis es Salt reicht. Am W. Hesban zeigt die fossilreiche, obere Hälfte der Kalkserie dünn-schichtige, gelbe und braune Kalke, getrennt durch Kalkmergel, die untere fossilere dagegen graue feste Kalke, geschieden durch an Konkretionen sehr reiche Schichten. Am W. Aiun Musa wird diese Kalkserie unterlagert von 100 bis 130 m. m. gelben und grauen Sandsteinen mit Tonschichten. Unter den Sandsteinen folgt im W. Ghueir noch eine Reihe roter fester Sandsteine mit Lagen grauer Tone.

Eine weitere Verbreitung der Trias, als oben skizziert, ist wahrscheinlich.

An Fossilien nennt COX: *Coenothyris vulgaris*, *Lingula* cf. *tenuissima* var. *Zenkeri*, *Rubenian* *hesbanensis* und *attenuata*, *Daonella* sp., *Ostrea montis caprilis*, *Plicatula moabensis* und *fissistriata*, *Pecten inaequistriatus* und aff. *discretes*, *Lima lineata* und *costata*, *Mysidiopoda* cf. *vixcostata*, *Myalina Tommasii* var. *obtusata*, *Volsella* cf. *Paronai*, *Anodontophora Muensteri*, *Myoconcha* aff. *Goldfussi*, *Myophoria laevigata*, *transversa* und *intermedia*, *Myophoricardium lineatum*, *Myophoriopsis jordanensis*, *Schafhaeudtia astartiformis* und *subquadrata*. Reste von Ammoniten lassen sich am besten mit, bisher unbekannten, Arten der Gattung *Beneckeia* vergleichen. Auch *Nothosaurus* fand sich.

Das Alter der Fossilien ist karnisch, entsprechend den Raibler Schichten der Alpen. Die Fauna besteht nun aus einer Mischung alpinen

Raibler Spezies — so *Ostrea montis caprilis*, *Anodontophora Muensteri*, *Schafhaeutlia subquadrata* — und typisch germanischen Formen der Lettenkohle, das erste Beispiel für eine solche Vergesellschaftung. COX erklärt diese so, daß Schichten von litoraler Fazies mit Raibler Fossilien wechsellagern mit solchen lagunären Charakters, in denen die Lettenkohlenfauna begraben ist.

Die Fauna erhärtet die schon öfter ausgesprochene Ansicht, daß Teile des älteren „nubischen“ Sandsteins der Trias zugehören. Im Osten von Tunis war in Nordafrika Trias bisher unbekannt. Die nächsten Nachbarn der Palästina-Trias liegen auf Kreta und in Anatolien, in Syrien in Oman. Der Südsaum der obertriasischen mittelmeeischen Tethys bespülte den syrischen Block jedenfalls tiefer landein, als bisher vermutet wurde.

Aus der eben erwähnten Trias der Halbinsel Musandim in Oman sammelte BLANFORD aus grauen Kalken *Myophoria omanica*, *Exogyra*, *Terebratula*. Jene *Myophoria* ist nach DIENER verwandt mit *M. inaequicostata* der alpinen Raibler Schichten. So bestände vielleicht eine nicht unwichtige Altersbeziehung zur palästinischen Trias.

5. Jura

Durch den Nachweis von Jura in Zentralarabien stellt sich seine Verbreitung über die syrische Scholle hin als sehr beträchtlich heraus. Das vollständigste Profil durch den Jura bietet die Isthmuswüste. Malm ist vor allem in Mittelsyrien entblößt. Der jüngste weiße Jura fehlt jedoch überall.

In den Falten der Isthmuswüste bricht Jura im Kern des Dj. Maghara mit folgendem Profile auf:

- a) (Trias)-Lias. Beginn der Transgression. Grobe eisenschüssige Sandsteine mit Pflanzenresten, oben Kalkbänder mit kleinen Muscheln.
- b) Dogger.
 - c) Bajocien. Wechsel von grauen Kalken und rötlichen Sandsteinen. Mit Phylloceraten, Terebrateln; oben mit *Ph. disputabile*, *Ermoceras mogharensense*.
 - β) Bathonien-Callovien. Weiche Schiefer, bräunliche Mergel, Kalke, darüber graublaue Mergel mit Kalkbändern.

Bathonien: mit *Coeloceras Humphriesi*, *Oppelia fusca*, *Oecotraustes subfuscus*.

Callovien: mit *Oppelia Waterhousi*, *Phylloceras mediterraneum*.

c) Malm. Oxfordien.

1. Harte weiße kieselige Kalke.
2. Gelbe fossilreiche Mergel mit *Collyrites bicordata*, *Perisphinctes varicostatus*.

Oberer Malm: Dolomitische Kalke des Séquanien und Kimmeridgien, unten mit *Diplocidaris gigantea*, oben mit *Pseudocidaris lusitanica* (= Glandarienkalk Syriens).

Höherer Jura ist nicht erkannt. Grobe Sandsteine unter der Unterkreide zeigen das Flachwerden des Meeres an.

Außerdem: Korallenfazies des Oxfordien bis Kimmeridgien.

Den Charakter dieser Fauna bezeichnet HOPPE als „mitteleuropäisch“ mit Beziehungen zu Nordafrika und Syrien, zu Süddeutschland, der Schweiz und dem außeralpinen Frankreich. In ihr zeigen sich nur vereinzelte Vertreter der „mediterranen“ Juraprovinz, wie *Phylloceras disputabile*. Nordafrika, Sinai und Syrien bildeten die südliche Uferzone des mediterranen Jurameeres, die sich durch die östliche Mitte Arabiens nach Abessinien verlängerte.

Das Vorkommen der Isthmuswüste läßt Jura auch in Palästina unter der Kreidedecke vermuten: Angaben über jurasische Fossilien, so am W. Zerka, als *Rhynchonella moravica* und *Cidaris glandaria*, wurden jedoch als unsicher betrachtet. Nun wurde, wie COX mitteilt, an der Einmündung des Jabok- in das Jordantal mittlerer Jura mit Fossilien des Bathonien aufgefunden. So dürfte die Juraformation am Jordantale doch in einer nicht unerheblichen Verbreitung und in mehreren Stufen vertreten sein.

In Mittelsyrien folgen die altbekannten Jurakomplexe am Hermon und Libanon.

Am steilen Südgehänge des Hermon bei Medjd esch-Schems wurde in nicht geklärter Lagerung (Callovien und) Oxfordien beschrieben. NÖTLING schied fünf Horizonte:

- a) Zone des *Harpoceras Socini*: dunkelblaue Tonmergel, 20 m m., mit verkiesten Ammoniten: so *Phylloceras plicatum*, *Oecotraustes Renggeri*, *Aspidoceras perarmatum*. Sie entspricht der Perarmatum-Stufe des unteren Oxfordien. Vielleicht birgt sie auch oberes Callovien mit *Cosmoceras ornatum* und *Cardioceraten*.
- b) Zone der *Collyrites bicordata*: harte blaugraue Kalke im Wechsel mit Tonen, 10 m mächtig. Mit *Perisphincten*, *Rhynch. moravica*, *Terebr. bisuffarcinata*.
- c) Zone des *Pecten capricornus*: fester toniger Kalk, 30 cm m. Mit *Pectiniden*.

Zone b) und c) = Stufe des *Peltoceras transversarium* des mittleren Oxfordien.

- d) Zone der *Rhynchonella moravica*: dickbankige helle Kalke mit *Terebr. bisuffarcinata*, *Rhynch. moravica*, Korallen, Ammoniten. Sie steht auch am Gipfel des Hermon an.
- e) Zone der *Cidaris glandaria*: gleichartige Kalke mit *C. glandaria*, *Terebr. bisuffarcinata*, Schwämmen, Korallen.

Zone d) und e) = Stufe des *Peltoceras bimammatum* des oberen Oxfordien, entsprechend dem unteren Glandarienkalk des Libanon.

In Syrien gewinnt der Jura große Verbreitung im westlichen Libanon, wo er in den tiefen Nahr Ibrahim, el-Kelb und Beirut erschlossen ist. 200—300 mm. helle massige, bisweilen oolithische oder dolomitische Kalke, Kalkmergel, Tone bilden den schwer gliederbaren Glandarienkalk mit *Cidaris glandaria*, der das obere Oxfordien, Séquanien und Kimmeridgien vertritt. Die Fauna, von KRUMBECK und FELIX geschrieben, trägt mitteleuropäischen Charakter.

Zu nennen wären aus der reichen, aber nicht nach Horizonten gesammelten Fauna: *Rhynchonella Drusorum*, *Terebratula asiatica*, *Bauhini*, *bisuffarcinata*, *subsella*, *substriata*, *Kingenia cubica*, *gutta*, *orbis*, *Lima* und *Pecten* in vielen Arten, *Alectryonia hastellata*, *Trigonia libanensis*, *Cardium corallinum*, *Ceromya excentrica*, *Natica* in vielen Arten, *Harpagodes* cf. *Ozeani*, *Phylloceras Salima*, *Aspidoceras*?

Auch ältere Horizonte des Jura als die genannten dürften im Libanon erschlossen sein.

PHILBY sammelte an vier Orten des zentralarabischen Tuweiq-Plateaus westlich von e-Riad — bei Bahrein (46° ö. L., 25° n. Br.), el Hish bei Seddus, Ashaira (46°; 22° 50), Hamar (46°; 22° 30) — Fossilien. Der Riad-Jura zeigt die große Ausdehnung der Juraingression über Syrabien von Osten her. Muscheln wie *Gryphaea dilatata*, *Exogyra bruntrutana*, daneben Brachiopoden wie *Terebr. subsella* weisen auf Séquanien-Kimmeridgien, und Verwandtschaft zum Jura Abessinien und des Somalilandes.

Endlich ist der von MALLEY entdeckte Jura im Hinterlande von Aden zu erwähnen (Schukra, Nobat Dakom, Dihala, Lulaik): dunkle, muschelrig brechende Kalke von 100 m Mächtigkeit wechsellagern mit dunklen schiefrigen Sandsteinen. Lias ist nicht nachgewiesen. Die Fossilien deuten auf einzelne Horizonte des Doggers, so Bathonien mit *Parallelodon Egertoni*, und Malm, so Séquanien und Kimmeridgien. Die Fauna zeigt bisher wenig Anklänge zum sinaitisch-syrischen Jura, engere Verwandtschaft zu Ostafrika und Kutch. Durch die Malm-Ammoniten von Dihala, besonders *Perisphinctes* cf. *torquatus*, cf. *subdolos*, cf. *abadiensis*, *Pottingeri*, erhält sie ein indisches Gepräge. Die Jurafolge von Aden — samt den sie überlagernden Schichten — bedarf dringend genauer Erforschung.

6. Kreide

Ausgedehnte Gebiete Syrabiens werden von Kreide überdeckt, wenngleich über ihre Grenzen in Zentralarabien sichere Kenntnisse fehlen. Sie beginnt mit einem Schmerzenskinde, dem „nubischen Sandsteine“ RUSSEGGERS.

Nubischer Sandstein ist eine Faziesbezeichnung, mit der sich keinerlei bestimmter Altersinhalt verknüpft. Als Fazies bedeutet er einmal überwiegend Sandsteine, die sich beim Vordringen des Meeres auf Festlandskerne aus deren sandig-kiesigen Verwitterungs- und Abtragsmassen in der Nähe der jeweiligen Küste, in flachen Litoralmeeren bildeten. Es sind Transgressionssedimente, in die die Meereswoge neben den genannten Materialien auch fluviatile Ablagerungen einarbeitete. Einschaltungen von Mergel- und Kalkbänken deuten auf Küstenferne. Tone setzten sich in Lagunen vor dem Ingressionssaume ab. In seinem Bereiche entstanden auch Brackwasserbildungen. Salz- und Gipsführung bezeichnet eintrocknende Stellen während Schwankungen der Wasserbedeckung. Der nubische Sandstein ist die marine Umarbeitung festländischer Sedimente. Marine Fossilien sind aus ihm z. B. aus dem Libanon bekannt. — Neben marinen sind aber auch Gesteine rein binnenländischen Ablagerungsraumes im nubischen Sandsteine enthalten. In ihnen finden sich Braunkohlenflöze und mächtige Konglomerate. Kreuzschichtung eignet ihnen häufig. Ausgedehnte fossile Kontinentaldünen deuten arides Klima an.

So wünschenswert es wäre, den mächtigen Komplex des „nubischen Sandsteins“ in seine stratigraphischen Bestandteile aufzulösen — ist er doch jetzt ein Sammelbegriff für die Sandsteinfazies des Paläozoikums, der Trias und des Jura wie der Kreide, ja des Alttertiärs —, so stehen doch einer solchen Gliederung noch unüberwindliche Schwierigkeiten entgegen. Eine jüngere Abteilung ist sicher kreidisch. Allein dieser kretazische Sandstein sollte als nubischer bezeichnet werden.

a) Untere Kreide. Der unterkretazische nubische Sandstein besteht aus Schichten von lebhafter Färbung und mit reichlichem Eisenschuß, seltener aus sandigen Kalken, Mergeln und Tonen. Im Libanon sind ihm bei Djezzín geringwertige Braunkohlenflöze mit Pflanzen- und Fischresten eingeschaltet. Auch Bernstein ist aus diesen Pechkohlen bekannt, der Ausgang der phönizischen Bernsteinindustrie war. Schwache vulkanische Tätigkeit vervollständigt mit basaltischen Laven und Tuffen das petrographische Bild.

Nubischer Sandstein findet sich im Libanon, Antilibanon und Hermon. Sein Alter wurde verschieden beurteilt: von FRAAS als cenoman, von NOETLING als turon. Seine tieferen Trigoniensandsteine

mit *Trigonia syriaca*, und die höheren sandigen Gastropodenschichten entsprechen dem Aptien und Albien, vielleicht der Trigoniensandstein auch noch älterem Neokom. Die Fauna ist mitteleuropäisch und enthält nur an wenigen Plätzen wie Abeih und Salima die Leitformen *Orbitolina lenticularis*, *Enallaster syriacus*, *Trigonia syriaca*, *Nerinea abcihensis*.

DAY sagt vom nubischen Sandstein im Libanon: Er liegt diskordant auf Oberjura und wird diskordant überlagert von Oberkreide. Seine oberen Lagen führen cenomane Fossilien.

Er findet sich weiter im Osten des Jordantales und des Toten Meeres, bedeckt von unterem Cenoman wie in Syrien. Im Südosten des Toten Meeres bilden die oben genannten Gesteine seine Unterlage. Was sonst von ihm berichtet wird, so vom Wadi Araba, vom Sinai bedarf noch der Klärung. In Arabia Petraea und am Sinai läßt sich ein unterer rot gefärbter (paläozoischer?) Sandstein von einem oberen hellen scheiden, der nach HUME am Tihplateau über dem Grundgebirge 200 m mächtig wird. Im West-Sinai werden bis 300 m mächtige helle Sandsteine von rötlichen überlagert, dann von untercenomanen Mergeln mit *Hemiaster cubicus*.

In den Isthmusfalten liegen zwischen Oberjura und Cenoman:

- a) im Süden des Dj. Yellek und Minshera unterkretazische, bunte nubische Sandsteine und Schiefer, salz- und gipsführend, von Albien-, vielleicht auch Aptien-Alter, doch fossilieer;
- b) im Norden am Dj. Maghara dagegen marine Unterkreide, zu unterst eischüssige Sandsteine und braune Mergel mit *Trigonia pseudocrenulata*, *Dowilléceras Meyendorffi* var., *Puzosia Matheironi* des Barrémien, darüber Sandsteine und braune Mergel des Aptien mit *Phylloceras semistriatum*, *Dowilléceras mammillare*, *Orbitolina concava*, schließlich Kalke und Mergel des Albien-Vraconnien mit *Desmoceras Beudanti*, *Puzosia latidorsata*, *Knemiceras Uhligi*, allmählich ins Cenoman übergehend.

Im Hedjas erscheint wohl nur noch Oberkreide in der Fazies des nubischen Sandsteins. An der Südküste Arabiens aber spielt kretazischer, noch ungegliederter Sandstein eine große Rolle. Im Aden-Hinterlande überdecken 600 m mächtige Sandsteine, oben mit Lava- und Tuffdecken, den Jura. Bei Mirbat liegt über Grundgebirge 500 m mächtiger Sandstein, bedeckt von fossilhaltigem Cenoman.

b) Obere Kreide. Das untere Cenoman, teilweise schon das Vraconnien, beginnt nach den erwähnten kleinen Vorspielen endlich die rasch vorrückende Überflutung Syriabens von Norden und Osten her, die, unterbrochen von örtlichen Schwankungen im Senon, bis gegen Schluß der Kreidezeit andauert. Schon das höhere Cenoman ist in ganz Syrien rein kalkig entwickelt. Das Turonmeer greift in Nordsyrien und Mesopotamien noch über die cenomane Küstenlinie aus. Auch im

Hedjas dringt es landein, ebenso wie im benachbarten Egypten. Cenoman und Turon sind oft gleichmäßig ausgebildet und schwer zu trennen. Das Senon, petrographisch sehr wechselreich, zeigt meist weiße Schreibkreide mit Feuersteinen. Asphalt und Phosphatkalke geben ihm eine besondere Note.

Syrien. In Nordsyrien fehlt das Cenoman; im übrigen ist es mächtig entwickelt. Über der Unterkreide folgt:

- a) die Stufe des *Knemiceras syriacum*: Mergel und graue Kalke mit reicher Fauna, die Unterregion des Cenomans bildend, wohl noch Vraconnien umfassend. Fossilien sind *Orbitolina lenticularis* in den Mergeln — sonst wichtig Seeigel und die häufigen Austern, so *Toxaster Dieneri*, *Enallaster Delgadoi*, *Ostrea olisiponensis*, *flabellata*, *africana* —, daneben *Trigonia pseudocrenulata* und *distans*, Nerineen und *Knemiceras syriacum*.

Ihre örtliche Vertretung bilden durch Mergel getrennte braune Kalke, die Cardiumbänke FRAAS' oder die Stufe der *Trigonia distans* NOETLINGS mit *Trig. distans*, *Cardium syriacum*, *Eoradiolites plicatus*, *Enallaster Delgadoi*.

Die an Austern und Seeigeln reiche Ausbildung des Cenomans, wie sie sich in Egypten, Nordafrika, Sizilien, Portugal wiederfindet, wurde von ZITTEL als „afrikanisch-syrisch“ bezeichnet, von BLANCKENHORN als „afrikanisch-palästinensisch“.

- b) die Stufe des *Eoradiolites liratus* (oder der unteren Rudistenkalke): vorherrschende verschiedenartige Kalke wechsellagern mit Mergeln. Im Libanon z. B. zeigt diese Stufe 1. helle Kieselkalke mit *Eorad. liratus*, *Diceras Noetlingi*, Gastropoden, 2. Gastropoden- oder Austern- oder Ammonitenkalke. Fauna: *Acanthoceras rotomagense* und *Mantelli*, *Neolobites vibrayeana*, *Stoliczkaia cf. dispar*, *Exogyra glabellata*, *Eorad. liratus*.

Berühmt ist die reiche Fischfauna von Hakel in lithographischen Schiefen ähnlichem Gestein, und von Hazhula. Hakel gab 50 Arten von Fischen.

Turon. Dj. el-Ansarije in Nordsyrien zeigt vom Orontesgraben bis zum Mittelmeer Kieselkalke, Mergel, auch Sandsteine mit *Hippurites resectus*, *Biradiolites lumbricalis*. — In Mittelsyrien schied DOUVILLÉ einen unteren Ammoniten- mit *Mammites nodosoides*, *Pseudotissotia cf. Lucii* von einem oberen Hippuritenhorizont mit *Hipp. resectus*, *Bir. lumbricalis*, *Praeradiolites ponsianus*. — Zum Turon gehört die obere Hälfte des „Libanonkalksteins“ DIENERS (= oberer Rudistenkalk), dessen untere cenoman ist.

Auch Senon spielt im Dj. el Ansarije eine Rolle, wo es auf seiner Höhe zwischen Turon und diskordantem Nummulitenkalke liegt. Es besteht aus grauen Mergeln, Pläner mit *Inoceramus cycloides*, einer Leitform des

Emscher, weichen Mergeln des Mittel-, harten Mergeln des Obersenons. Das Danien fehlt. Pteropodenmergel vom Nahr el-Kebir mit Vaginellen, die auch in Mesopotamien und bei Antiochia vorkommen, gehören wohl ins Mittelsenon. Im Osten des Nusairiergebirges tritt zwischen Selemije und Homs Senon zutage, ebenso in den Palmyrischen Ketten.

Im Libanon setzt sich das Senon aus gelbschwarzen Kalken und Mergeln mit *Gryphaea vesicularis* und Fischresten, darüber aus 100 m mächtiger weißer Feuersteinkreide zusammen. Im Graben zwischen Libanon und Antilibanon führen Kreidemergel Bakuliten und *Inoceramus aratus*. Am Antilibanon ist das Senon nur tektonisch erhalten. An der Mittelmeerküste besteht Ras Beirut und die Taubeninsel bei Beirut aus Senon, das sich von hier nach Palästina stark verbreitert. *Ananchytes ovata* und *Terebratula carnea* finden sich vereinzelt.

Zu erwähnen ist noch die schöne Fischfauna von Sahel Alma. —

Palästina. Die Gliederung der Oberkreide mag das Profil aus der Umgebung Jerusalems erläutern:

Cenoman: 1. Unterer Mizzi (Mizzi = der Vortreffliche). Unterschieden wird Mizzi jehudi, dunkelgrauer harter Kalk oder Dolomit, der gewöhnliche Baustein Jerusalems — Mizzi ahmar grauer, rotgefleckter Kalk; Ammonitenhorizont — Derjasini grauer und rötlicher Plattenkalk. Fauna spärlich: Korallen, *Vola quadricostata*, *Exogyra flabellata*, *Acanthoceras rotomagensense* und *palästinense*.

2. Meleke ((malaki = der Königliche) oder Rudistenmarmor, weißer körniger Marmor, 8—10 m m.; zu Grabanlagen, so den Königsgräbern dienend. Mit *Codiopsis doma*, *Chondrodonta Ioannae*, *Eoradiolites liratus*.

Turon. 3. Oberer Mizzi (Mizzi helu), Weiße Nerineen-, Platten- oder Kieselkalke, als Fazies Austernbänke. Mit Rudisten, Seeigeln, Nerineen. Hieraus der „*Nummulites cretaceus*“ O. FRAAS' = *Alveolina Fraasi* GÜMB.

Senon. 4. Harter Kakule (Santonien), milder weißer Kalk mit *Schloenbachia oliveti*, *Dieneri*, Acanthoceraten, *Gryphaea vesicularis*.

5. Weicher Kakule: weiche Mergel (Campanien) mit *Baculites syriacus* und *Larteti*, *Schlönbachia oliveti*.

6. Feuersteinkreide, mit Stink-, Asphalt-, Phosphatkalken, Gips, Mergeln wechselnd (oberes Campanien), mit Baculiten, *Desmoceras*, *Pachydiscus*.

Cenoman und Turon sind in Palästina petrographisch einförmiger als im übrigen Syrien, deshalb schwer trennbar. Das erstere zeichnet sich aus durch Wechsel dicker Kalkbänke mit Mergellagen, das letztere durch massige, oft kieselige Kalke und, gelegentlich salzführende, Dolomite, reich an Nerineen und Rudisten.

Fossilreich ist im Ostjordanlande die Umgebung von es-Salt. Am W. Modjib liegen über nubischem Sandsteine cenomane, grüne salzführende Mergel, Kalke mit Orbitolinen, Seeigeln und Austern, darüber mächtige grünliche Mergel mit Gips- und Kalkbänken. Im Turon ist verbreitet die auch aus Egypten bekannte *Pseudotissotia segnis*. Im nördlichen Ostjordanlande ist im Djolan und Adjlun Danien mächtig entwickelt: So am Jarmuk Fischeschiefer, Mergel, bituminöse Kalke mit *Lucina dachelensis*, darüber Feuersteinkreide.

Die reiche Ammonitenfauna Syriens sichert nach ihrer Bearbeitung durch TAUBENHAUS paläontologisch folgende Stufen der Kreide:

Cenoman mit *Knemiceras syriacum*—*Acanthoceras palaestinense*, *Mantelli*, *rotomagense*, *harpax*—*Neolobites* cf. *Peroni*—*Turrilites costatus*—*Sonneratia arabica*;

Turon mit *Pseudotissotia segnis* (und ihren Varianten), *macrodiscus*—*Neptychites Xetiformis*—*Thomasites Rollandi* var. *globosa*;

Emscher mit *Schlönbachia sequens*, *quinenodosa*, *quattuor-nodosa*, *texana*—*Peroniceras Sandrezkii*—*Baculites asperoanceps*—*Engenoceras pedernale*—*Pachydiscus* aff. *Neubergicus*—*Desmocerases* aff. *ponsianum*—*Placenticeras subplanum*;

Senon mit *Baculites vertebralis*—*Pachydiscus arrialorrensis*—*Placenticeras* cf. *pseudoplacenta*.

Gault könnte durch einen unsicheren *Parahoplites Deshayesi* aus dem Ostjordanlande angedeutet sein. Das Danien ist ohne Ammoniten. Die Ammonitenfauna Syriens steht in enger Verwandtschaft zu der Nordafrikas und Südindiens. Dagegen sind südeuropäische Arten in ihr nur spärlich.

Arabia Petraea, Hedjas. Die Syrische Oberkreide setzt sich bis in den Hedjas und zum Sinai fort. Am W. Araba findet sich fossilreiches Cenoman neben jüngerer Kreide. Bemerkenswert sind auch hier Salz- und Gipstone neben Kalken und Mergeln. Augenscheinlich war in Peträa das Cenomanmeer sehr flach und dampfte im Ufersaume wiederholt ein. In der Hedjaskreide schließt sich dem nubischen und weißen Sandsteine von Homejma Cenoman mit bunten Mergeln, reich an Austern, und Kalken an. Es herrscht die Seeigel- und Austernfazies wie in Palästina, am Sinai. — Das fossilere Turon mit Wechsel von Sandsteinen und Schiefertönen deutet auf Verflachung des Meeres und Kampf zwischen Meer und vordringenden Dünen hin. Das Senon bringt neues Andringen des Meeres in Austernkalken mit *Ostrea Villei*, die durch Quarzite mit *O. Nicaisei* vertreten werden. Sie sind überlagert von Feuersteinkreide, die ins Eozän überleitet. Durch Nord-Hedjas (Breite von Tebuk) zieht der Übergang der marinen Oberkreide in litorale und terrestre. Südlicher klingt die ganze Oberkreide in einheit-

lichen Sandsteinmassen aus, die mariner Zwischenlagen entbehren. Hier liegt der syrabische Festlandskern, der vom Kreide- (und Eozän-) Meere niemals, weder vom Mittelmeere noch vom Indischen Ozean her, überwunden wurde.

Sinai. Im SO-Sinai folgt über weißem nubischen Sandsteine in 17—26 m M., am Dj. Gunna Cenoman in afrikanisch-syrischer Fazies, als Basis Sandsteine und Mergel mit Austern (*Ostrea olisiponensis*), dann Kalke und grüne Mergel mit Seeigeln und Austern. Das Turon zeigt am Gj. Gunna 23 m m. Kalke mit *Echinobrissus Humei* und *Cyphosoma aff. majus*. Es erinnert an die Kalke im Osten Jerusalems und an Abu Roash in Egypten. Das Senon fehlt vielleicht.

Im SW-Sinai ist Cenoman über nubischem Sandsteine verbreitet am Dj. Araba in 130 m M., in der Gaa-Ebene, am Rande des Tihplateaus. In der Marcha-Ebene schied FOURTAU als tiefstes Cenoman grüne, seeigelreiche Mergel mit *Hemiaster cubicus* und *Ostrea olisiponensis* var. *pseudoafricana* aus. Im Gegensatz zur Isthmus-Wüste beginnt die Transgression im Sinai-Dreieck erst mit dem Cenoman. — FOURTAU und DOUVILLE erwähnen turone Seeigel (*Cyphosoma majus*) und Hippuriten (*H. resectus*) vom Rande des Tihplateaus. Sonst scheint das Turon vom Cenoman schwer trennbar zu sein. Senon ist als Santonien (W. Sudr) durch *Ostrea hippopodium* und *dichotoma* und *Leiocidaris Crameri* angedeutet. Die jüngeren Stufen (mit dem Danien?) stellen sich als weiße Kalke, so am W. Firan, dar.

Isthmuswüste. Konkordant über der älteren Kreide folgt:

1. Cenoman und Turon, schwer trennbar: verschiedenfarbige, z. T. dolomitische Kalke, wechsellagernd mit milden weißen Kalken und Mergeln, selten Schiefertönen. Auf Cenoman deuten: *Neolobites Vibrayei*, *Ostrea Delettrei*, *Exogyra flabellata*, *Diplopodia hermonensis*, *Orbitolina concava* — auf Cenoman-Turon: *Chondrodonta Joannä* und *Munsoni*, *Eoradiolites Davidsoni*, *Radiolites* cf. *Arnaudi*, *Sauvagesi*, cf. *mammilaris*.

2. Senon: Santonische weiße Kreide, Kalke, Glaukonitmergel mit reicher Fauna wie *Echinobrissus Waltheri*, *Tissotia Tissoti*. Zwischen ihnen und den älteren Stufen liegt wohl eine Diskordanz: Wo die weiße Kreide unter Eozän liegt, teilt sie mit diesem das gleiche Fallen im Gegensatz zur stärker bewegten Unterlage, oder sie fehlt ganz oder ist konglomeratisch entwickelt. — Das obere Senon zeigt meist massige, örtlich durch Schiefertonlagen gegliederte weiche Kreide.

Darüber Eozän: mürbe Kalke und feste Nummulitenkalke.

Spärlich sind die Kenntnisse der Oberkreide Südarabiens und Mesopotamiens. Im ersteren enthält bei Makalla und Mirbat toniges Cenoman *Vola quadricostata*, *Orbitolina concava*, *Salenia scutigera*.

Cenoman ist auch zwischen Ras Scharwein und Fartak bekannt. Doch dürfte auch jüngere Kreide vorkommen. In Mesopotamien ragt bei Anah aus Tertiär Turon mit Gastropoden- und Korallen-, zu oberst mit Muschelkalken empor. Am oberen Euphrat herrscht zwischen Horum Kalat und dem Sadjur Su, z. B. bei Biredjik, Feuersteinkreide. Dieses Senon zieht sich vom Euphrat nach Nordsyrien über Killis am Afrintale abwärts zur Niederung el-Amk.

7. Tertiär

Das Eozän folgt über dem Senon Syrabiens entweder konform, vielleicht öfter unter Ausschluß echten Daniens, oder diskordant auf gefalteter Unterlage. Seine Verbreitung schließt sich an die der Oberkreide an, geht aber vielfach über deren Grenzen hinaus.

Syrien. Im Nusairiergebirge liegt über Campanien diskordant Nummulitenkalk mit *N. lucasana* und *variolaria*, *Orbitolites complanata*, bis 300 m m. werdend. Er wird durch Kieselkalke, bunte Hornsteine und Sandsteine ersetzt. Im Libanon wird der Nummulitenkalk nur 50 m m. Der Libanon ragte im Eozän als Faltungsinsel aus dem Meere und wurde nur randlich umspült. Am Antilibanon, vor allem an seinem SO-Fuße, und in den Palmyrischen Ketten fand DIENER aus geschichteten Kalken oder massigen Korallenkalken („Wüstenkalkstein“) bestehendes, bis 600 m m. Eozän.

In Palästina geht das Eozän allmählich aus dem Senon hervor. Doch ist nur wenig erhalten, so ein Streifen vom Tiberiassee nach Nazareth, wo am Berge Sicheu über Senon untereozäner Alveolinen-, darüber Nummulitenkalk mit *N. Guetardi* liegt. Von Palästina läßt sich Eozän in kleinen Vorkommen über Arabia Petraea zur Hedjasbahn bei Maan verfolgen. Südlicher sollen die Nummulitenkalke in Sandsteine übergehen.

Das Tertiär des Sinai und der Isthmuswüste schließt sich an das ägyptische an. — Eozän wurde in einer Mächtigkeit von über 500 m am Westsinai zwischen W. Ethel und Metalla am Dj. Tanka erbohrt. SCHÜRMANN berichtete über die Gliederung. Vertreten ist die untere libysche Stufe am W. Uset durch Kalke mit *Alveolina decipiens*, am W. Tajibe und Schellal wohl auch die obere mit *N. planulata* am Dj. Abjad. Ferner in größerer Verbreitung, so in der Gaaebene, am Dj. Araba die untere Mokattamstufe als helle Foraminiferenkalke mit *N. gizehensis*, vielleicht auch die obere im W. Firan.

In der Isthmuswüste findet sich, konform über der Oberkreide, Unter- und Mitteleozän als fossilere Kieselkalke, darüber solche mit größer werdenden Nummuliten, graue Kalke mit *N. gizehensis* und endlich weiße Kalke. Obereozän fehlt.

Den Schichten der Oberkreide, so im Hinterlande von Aden und Makalla, oder dem Grundgebirge liegt in Südarabien mächtiges Eozän auf. Bei Mirbat wird von Alveolinen-, bei Ras Djesireh von Nummulitenkalken berichtet. Ebenfalls über Oberkreide liegt solcher in Oman.

Für Mesopotamien sind die Angaben über Eozän sehr unsicher.

Weder marines noch terrestres Oligozän ist sicher bekannt. Das Eozänmeer hatte sich zurückgezogen: Syrabien ist über seinen heutigen Umfang hinaus Festland, eine wichtige, seitdem dauernd nicht mehr zerstörte Landbrücke von Asien nach Afrika geworden. —

Zwei Fazies sind im Miozän von Bedeutung: Ihres Erdölgehaltes wegen die terrestrisch-brackische Salz-Gips-Formation und eine kalkig-marine. Erstere dringt im Gegensatze zu allen älteren Formationen auch in den Erythreischen Graben ein. Sie findet sich in Mesopotamien, von Persien herüberziehend, am linken Tigrisufer aufwärts über Mosul hinaus bis Simeb, im Untergrunde zwischen Euphrat und Tigris, bei Hit am Euphrat mit Asphalt- und Salzquellen, und an seinem Mittellaufe bis Balis. Ferner in der Nordsyrisch-palmyrischen Wüste, schließlich am Westrande der Isthmuswüste, an den Golfen von Suez und Akaba und am Roten Meere. Am Westsinai ist die Gipsformation fleckenartig zerstreut zwischen W. Werdan und Tor. Am W. Tajibe lagert über (miozänem?) Basalt und Grundkonglomerat Sandstein, 20 m Flintkonglomerat, wechselnd mit Sandsteinen und Gipschnüren, dann 15 m m. grünlicher Sandstein, Mergel und Gips. Das jüngere Miozän zeigt am Sinai ähnlichen Aufbau.

Das marine Miozän ist weniger verbreitet. Die erste Mediterranstufe beschränkt sich auf die NO-Randgebiete Syrabiens. Am Persischen Golfe und in Mesopotamien (bei Mosul mit cerithienreichen Grobkalken und Mergeln) wird die erste von der zweiten Mediterranstufe bedeckt.

Das Marinmiozän dürfte in Syrien außer der zweiten Mediterran- noch die Sarmatische Stufe mit *Pecten caralitanus* umfassen. Das Obermiozänmeer drang von Westen am unteren Orontes zwischen Amanus und Casius ein und im Afrintale bis Killis. Es überflutete das Nordende bis Dj. Ansarije und die nordsyrische Steppe bis in die Breite von Palmyra. An der Mittelmeerküste gliedert sich das Miozän bei Tarabulus in Mergel- und Grobkalke und Konglomerate. Die Fauna besteht aus *Ostrea crassissima*, *Pecten aduncus*, *Clypeaster grandifloris*. Am Dimitriberge bei Beirut als seinem südlichsten Punkte tritt es, reich an Kalkalgen und Korallen, mit *Pecten scabrellus* zutage.

Pliozän. Die Pontische Stufe, einer Festlandszeit entsprechend, fehlt in Syrabien. Das jüngere Pliozänmeer drang dagegen von Westen her in Syrien in schmalen Buchten landein: In der Orontesbucht, die sich reich verästelte, setzte es Sandsteine, Konglomerate, Mergel und

Grobkalk mit Dentalien, Melanopsiden, Cerithien ab. Südlicher folgte die kleine Nahr el-Kebir-Bucht, erfüllt mit Kalkkonglomeraten, Mergeln und Sandsteinen. In einem Quereinbruche zwischen Ansarije und Libanon drang pliozänes Marin tief in die palmyrische Wüste bis el-Forklus vor. Dem Vordringen des miozänen Mittelmeeres ins Rote Meer war bereits im Pliozän ein Ende gesetzt. Letzteres folgt noch am Westrande der Isthmuswüste diskordant über dem Miozän.

Landpliozän bildete sich in Mittel- und Südsyrien in den Einbrüchen des Syrischen Grabenzuges, so mächtige Schotter. Bei Zahle im Libanon und im Antilibanon standen Süßwasserseen, deren Absätze Hydrobien, Planorben, Melanopsiden bergen.

8. Quartär

Für die Ausbildung des Quartärs Syriens nicht unwichtig ist die sich fortbildende, erosionsbelebende und abflußverändernde Eintiefung der Syrischen Gräben, ferner die kurze fröhldiluviale Verbindung zwischen Mittelmeer und Indik.

a) Terrestres Diluvium. Die Araba-Jordan-Orontes-Senke erfüllen mächtige terrestre Ablagerungen, die BLANCKENHORN in zwei Gruppen teilte, je nachdem sie von den Dislokationen der Gräben betroffen wurden oder nicht:

1. Das „gestörte“ ältere Diluvium enthält vor allem Melanopsiden („Melanopsis“-Stufe). Faunen fanden sich bei Dijrs esch-Schugr, in Palästina bei Dijrs el-Medjani und Melhamjie. Einzelne ihrer Bestandteile, so die Gattung *Vivipara*, fehlen heute in Syrien. Beim ersten Orte liegen über Eozän gestörte Konglomerate, Kalke und Tone. Gestörte Konglomerate finden sich in der Bekaa, am Libanon und Antilibanon, auf dem rechten Jordanufer neben Mergelkalken. Auch am Ostufer des Akabagolfes liegen gestörte altdiluviale Schichten. Sie zeigen eine Terrassierung in drei (?) Terrassen.

2. Zu den ungestörten diluvialen Sedimenten gehört das 50 m m. Steinsalzlager am Dj. Usdum (Sodom) am Toten Meere aus einer trockenen Interpluvialzeit, die den Vorläufer dieses Sees eintrocknen ließ. In einer folgenden regenreichen Pluvialzeit bildeten sich die Schotter und Mergel der Hauptterrasse des Jordangraben.

Das gestörte Unterdiluvium enthält wohl auch einen pliozänen Anteil. Es entspricht der Günz- und Mindeleiszeit, die Einschrumpfung des Toten Meeres aber dem Mindel-Riß-Interglazial, die Hauptterrasse der Riß-Eiszeit.

Die Mittelterrasse des Jordantales, aus einer kurzen Pluvialzeit stammend, gehört der Würmeiszeit an. Dem Alluvium fällt dessen Niederterrasse zu, in die sich der Fluß bereits wieder eingegraben hat.

Werkzeuge des paläolithischen Menschen sind in Syrien verbreitet, so bei Beirut und im Libanon. Reste von *Elephas* sp., *Rhinoceros tychorhinus*, *Bison priscus*, *Bos primigenius*, *Cervus dama* und *elephas*, *Ursus arctos* var. *syriaca* und anderen diluvialen Säugern sind bekannt geworden.

Moränen am Zedernwald bei Bscherre deuten auf örtliche Vergletscherung des Libanon. Kalktuffen in ihnen sind Blätter von Eiche und Buche eingebettet. Diese Bäume gedeihen in Syrien infolge Klimaänderung nicht mehr.

b) Marines Diluvium. Der Beginn des Quartärs brachte eine Überflutung des Süd-Ost-Randes des Mittelmeeres, die im Hinter-

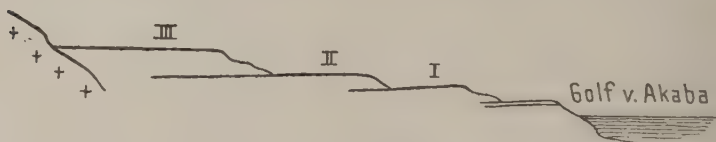


Fig. 7. Küstenterrassen am Golfe von Akaba. (Nach KOBER.)

lande von Gaza 60 km landein im W. el-Milh Gastropodensandsteine absetzte. Die Fauna mit *Pecten*, *Cardium*, *Turritella* ist die des heutigen Mittelmeeres. Über die palästinische Küstenebene zieht Marindiluvium bis nach Nordsyrien, Höhenlagen von 300 m z. B. bei Berseba erreichend. Seine maximale Mächtigkeit mag in Südpalästina 100 m betragen.

Zum jüngeren marinen Diluvium gehören oolithische Kalke und Kalksandsteine der Syrischen Wüste mit *Cardium edule* und *Pecten*culiden.

Aus der fröhdiluvialen Vereinigung von Mittelmeer und Indik über die Suezenge hinweg entstammt eine Mischfauna aus beider wie nilotischen Elementen, die in Mergeln und Sandsteinen am Bittersee *Ostrea pseudocrassissima*, *Pecten Vasseli*, *Cardium edule*, *Spatha nilotica* enthält. —

Die Küste des Sinai und des Roten Meeres umsäumen gehobene diluviale Korallenriffe und terrassierte Strandablagerungen mit *Pecten Vasseli* und *Laganum depressum*. Nach der Höhenlage lassen sich unterscheiden:

- a) Die älteren fossilen Riffe und Strandbildungen, nach ihrer Bildung gehoben und meist von Dislokationen des erythreischen

Systems gestört. Ihre Fauna weicht von der rezenten des Roten Meeres wenig ab, J. WALTHER berichtete über die fossilen Riffe des Sinai. Sie erreichen bei Tor Höhen von 230, am Akabagolfe von 200 und am Westufer des Roten Meeres und Suezgolfes von 250 m. Den älteren Riffen dürften an der Meerenge von Suez hohe, steilwandige Terrassen entsprechen.

- b) Die jüngeren fossilen Riffe, ebenfalls gehoben, jedoch höchstens bis zu 25 m und gleichmäßiger über lange Küstenstrecken verbreitet.

HUME schied sechs Horizonte in der Doppelterrasse der Riffzone von Scherm, die (? miozänen) Salzmergeln aufruhrt und durch zwei rezente Geröllstreifen von der Küste getrennt ist.

Die westarabische Küstenebene Tihama besteht aus diluvialen Meeressanden. Die Wasserbedeckung am Roten Meere hat sich im Quartär nicht unerheblich verengert. Miliolidensandsteine steigen an der süd-arabischen Küste bis 45 m Höhe an. Am Persischen Golfe treffen wir wieder auf fossile Korallenkalke. Diluviale marine Schichten sollen in Mesopotamien noch 400 km von der Küste landein auftreten.

c) Alluvium. Im Innern Arabiens herrschen kontinentale, helle oder rötliche Dünenände, deren Entstehung aber wohl mindestens bis in das trockene Miozän zurückgeht. Sie überschütten die Wüste Dahna, den großen Nefud und den kleinen vor dem Persischen Golfe.

An der syrischen Küste erheben sich zwischen Gaza und Beirut rötliche Dünenzüge. Marine Dünen fehlen auch den übrigen syrischen Küsten nicht.

Kalktuffe mit Landschnecken sind in Syrien an Quellaustritten häufig, so an den bis 48° C heißen Quellen von el-Hammi im Jarmuktale, beim alten Kallirhoe (Hammam ez-Zara).

Rezente Saumriffe sind im Roten Meere nur selten aussetzende Küstenbegleiter. Die lebenden Riffe lassen fünf Lebensgemeinschaften erkennen: am obersten Strandsaume die *Mytilus*-region mit *Mytilus*, *Patella*, *Cerithium*; — darunter die Algenregion mit *Neritina*, *Bulla*, *Pteroceras*, *Tellina*; — die *Echinus*-region mit *Echinus*, Stylophoren, Algen; — die Stockkorallenregion mit *Solenastrea*, *Septastrea*, *Porites*, Tubiporen, *Balanus*, Austern — und schließlich am Riffsteilrande die Madreporenregion mit *Madrepora*, *Goniastrea*, *Tridacna*, Seewalzen.

J. WALTHER fand SO von Suez werdende Oolithsande, die in 5 cm Tiefe bereits zu festem Gesteine verkittet waren. —

Bekannt ist unter den syrischen Böden der Nari Syriens, eine lagige Kalkkruste, die bei trockenem Klima durch Verdunstung des kapillar aufsteigenden kalkbeladenen Wassers in Kalksteppen entsteht. Sie erreicht eine Dicke bis zu 1 m, ist rötlich gefärbt und verkittet eckige Gesteinstrümmer des Untergrundes. Roterden überkleiden die Kreide-

kalke Syriens, fette, bis 20 cm dicke und — befeuchtet — gute Böden bildend. Sehr fruchtbar sind die jungvulkanischen Böden Syriens: so die Hauranebene, die Kornkammer des Landes mit ihrem 50-fachen Weizen-ertrage, die Ebene Jesreel (Ibn Amer), wo „Gott säet“.

9. Jüngere Vulkanite

Außer den zum Archäikum und Algonkium gehörigen mannigfaltigen Vulkaniten tritt uns eine Gruppe karbonischer, eine zweite kretazisch-eozäner und als dritte wichtigste eine miozäner bis rezenter vulkanischer Gesteine entgegen.

Die karbone Gruppe umfaßt im West-Sinai Lavadecken am SW-Rande des Tihplateaus, die sich über Karbonsandstein in 24 km Länge erstrecken, ferner eine Reihe von Stöcken aus doleritischem Diabas (?), so den Dj. Koli, Sawasia und andere. Das Alter ist nicht sicher. Ihr Aufdringen könnte mit Störungen zusammenhängen, die der Auffaltung des varistischen Gebirges zeitlich entsprechen.

Die kretazisch-eozäne Gruppe birgt in sich zwei regional meist gut geschiedene Gesteinsreihen. Eine Grünsteinreihe ist auf Nordsyrien und die Nachbarschaft des eurasiatischen Faltungsgürtels beschränkt, mit dessen Auffaltung ihr Aufdringen in Verbindung steht. Die „Euphodite“ von Maskat gehören der gleichen Gesteinsprovinz an. FINCKH erkannte in nordsyrischen Gesteinen Serpentine, die hervorgingen aus olivinfreien und olivinhaltigen Gabbros. Aus Peridotiten entstanden Wehrlite und Lherzolithe.

Eine basaltische Reihe überwiegt im übrigen Syrien. Vereinzelt finden sich Rhyolithe und Andesite. Basalte mischen sich im Libanon dem unterkretazischen nubischen Sandsteine, durchbrechen aber auch Oberkreide. Das Liegende des Cenomans am Karmel bilden basaltische Tuffe. Im Osten des Toten Meeres durchziehen Basalte als Lager und Gänge die Kreide. In der südlichen Tih krönen mittelkretazische (?) Ströme doleritischer Basalte Dj. Hameir und Serabit-el-Khadim, die mit den miozänen Basalten der Nachbarschaft nichts gemein haben sollen. — Im Küstengebiete von Aden bestimmte VREDENBURG aus einer oberkretazischen Ausbruchperiode, die mit der der indischen und abessinischen Trappe übereinstimmt, saure Endglieder wie Rhyolithe, und basische, wie Basalt, Dolerit, Augitfels, zwischen denen Andesit vermittelt.

Die dritte Gruppe entstammt dem heftigsten Vulkanismus, den Syrabien erlebte. Er gipfelt im Pliozän und ist Begleiter der ostafrikanisch-syrabischen Grabenbrüche. Große Räume werden von Basalten in Decken und Strömen, aus Einzel- und Gruppenvulkanen überschüttet, denen sich Tuffe zugesellen. Vereinzelt sind Phonolithe, so aus Nord-Samaria, vom Hauran bekannt geworden.

Die Ausbruchsorte entziehen sich wegen ihrer Fülle der Aufzählung. In Nordsyrien sind Basaltergüsse zu Reihen im Streichen der Tauriden angeordnet und werden von marinem Obermiozän eingedeckt. Pliozän ist der Basalt von Banias am Mittelmeere, in dessen Tuffen marine Muscheln begraben wurden. Gleichen Alters ist die Basaltfüllung der Senke zwischen Ansarije und Libanon am Nahr el-Kebir und bei Homs. In den nordsyrischen Gräben bedecken Basalte jungpliozän-diluviale Melanopsidenschichten. FINCKH und PLÖTZ nennen Limburgit, Anamesit, Basanit, Basalt- und Palagonittuffe aus ihnen.

Im übrigen Syrabien ist die vulkanische Tätigkeit miozän bis diluvial, in der Jetztzeit aber so gut wie erloschen. Am Westsinai sind Basalte, die eozäne Mergelkalke in Fleckschiefer und Hornfelse umwandelten, miozän. — Basalte drangen in der Bekaa, im Antilibanon auf. In gewaltiger Häufung erbauen sie die, um die damaskenische Senke sich reihenden mächtigen, vielgestaltig aus Decken und Strömen, aus Kratern und Maaren gebildeten Vulkanlandschaften des Djolan und Hauran, der Tired el-Tulul und der Safa. Die frühesten Ausbrüche von Djolan und Hauran gehen auch bis ins Miozän zurück. Basaltisch sind die ausgedehnten öden Harras Westarabiens, deren der arabische Geograph JAKUB 28 aufzählt. Ihre Anordnung in Reihen parallel zu den Hauptdislokationen des erythreischen Systems oder in Querlinien darauf ist unverkennbar. Noch aus historischer Zeit sind einzelne Ausbrüche gemeldet.

In Asir, zwischen Mokka, Aden, Makalla und Ras Fartak liegen basaltische Vulkanbauten und Decken, zum größten Teil sehr jugendlicher Natur, zum anderen aber jungtertiär. Aus Jemen werden auch Trachyte erwähnt. Am Vulkane von Aden sind die ältesten Ergüsse Trachyte und Phonolithe. Später brachen Basalte aus. Die Brüder-, Sebejr- und Hanischinseln, die basaltische Periminsel in der Straße el-Mandeb sind vulkanischer Entstehung.

IV. Der geologische Bau der Einzellandschaften

A. Arabien

1. Innerarabien

Die Steppen und Wüsten Innerabiens sind die terra incognita der syrabischen Region. Sie wurden nur von wenigen Wissenschaftlern unter großen Gefahren gekreuzt. Sie werden umrandet von den Steilabstürzen zu den Gräben des Roten Meeres und des Golfes von Aden, durch den Syrischen Faltenbogen und das Vorland des eurasiatischen Gebirgsstranges. Alle diese bilden ihre Randlandschaften, die mehr oder weniger ausgesprochen geologische Sonderzüge gegenüber der

inneren Kernmasse auszeichnen. Fortsetzung des nordafrikanischen Tafellandes, als Ganzes nach NO geneigt, schwach gegliedert und nur von wenigen kräftigen Höhenzügen überragt, wird sie von zwei reich verästelten, mächtigen Talsystemen durchzogen, die dem Persischen Golfe zustreben, ohne ihn jemals wassergefüllt zu erreichen.

Die Sandwüste Dahna (Roba el-Khali) erfüllt den Süden des Innern, ein riesiges, nach allen Nachrichten wasserloses und ungangbares Sand- und Dünenmeer von 500—800 m mittlerer Höhe. Sie öffnet sich zur arabischen Südküste in einer niedrigen breiten Lücke vor dem Oman-Randgebirge.

Die Mitte trägt als Heimat der arabischen Beduinen den Nedjd (= Hochland), der in seinem Süden, Kasim, niedrig, im Norden, Schammar, gebirgisch und 900—1200 m hoch ist. Nedjd ist Steppen- und Oasenland, in den Senken von Stein- und Sandstrecken unterbrochen. Über dem kristallinen, meist aus grobem roten „Sinaigranit“ bestehenden Rumpfe des Hochnedjd erheben sich in der Umgebung von Hail einzelne, von baumtragenden Tälern zerschnittene Höhenzüge, so der Dj. Selma, Schammar und Adja, der mit 1400 m im Dj. Far gipfelt.

Das Grundgebirge, das im Nedjd am tiefsten vom Roten Meere her landein vorgreift, verschwindet gegen Osten unter mesozoischen Schichtauflagen. Rote und helle Sandsteine unsicherer Alters reichen von Norden her bis Djobba nördlich Hail. Zwischen Dj. Misma und der uralten Oase Teima mit ihrem ständig fließenden, sagenberühmten Brunnen al-Haddag verwittern sie, wie auch anderswo, zu pittoresken Säulen, Pilzen und Klötzen und tiefgrundigen Schluchten. Hier sind bei Mahaggeh ihre Wände, wie so oft in Arabien, übersät mit Inschriften und Zeichnungen, und zeigen eine dunkel glänzende Schutzrinde. Während die jüngsten, etwa 1500 Jahre alten Inschriften bei Ritzung der Rinde den hellen Sandstein unter ihr noch erkennen lassen, sind ältere Inschriften bereits wieder mit einer Schutzrinde überzogen.

Salz- und gipsführende Böden sind nicht selten in Nedjd, so am Salzsumpfe von Baka. Der feine Ton der Salzniederungen ist eben wie ein Tanzplan, in papierdünne „Steinfließen“ geplattet oder in Haufen dünner, halb aufgerollter Blätter übereinander geschichtet.

Am Westrande des Nedjd quollen junge Basalte in ausgedehnten Decken empor. Sie wagen sich in Ausläufern bis gegen Hail in den Vulkanen Mukaisir und Tumul Bed und sogar bis gegen e-Riad. Sie lassen vermuten, daß die tertiäre Bruchtektonik Syriens auch dem, nach seinem Baue unbekannten Inneren ihren Stempel aufdrückte. —

Der östliche Nedjd, Jemama, gilt als das Goldland der Bibel Hawila, dessen Gruben von Ophir am Persischen Golfe die Alte Welt mit Gold versorgten. Als nach Westen mit Steilstufen abstürzende, nach Osten flach abdachende Tafeln aus flach liegendem Jura (und Kreide?)

gliedern ihn nach PHILBY der NS gerichtete, 500 km lange, bis auf 1000 m Höhe ansteigende Dj. Tuweik und sein östlicher Parallelkamm, der Dj. Biyadh. Nach Osten wird Nedjd vom Persischen Golfe durch das breite Dünenband des Kleinen Nefud abgesperrt, einen schmalen Ausläufer der Dahna. — —

Zwischen den Nedjd und Syriens Falten schalten sich die Wüste des Großen Nefud (= Sandwüste) und die nordarabische Steppe, meist Syrische Wüste genannt.

Der unvermittelt über die ihn ablösende Hammada ansteigende Große Nefud besteht „aus einem unermeßlichen Gewirr von 100 und mehr Metern hohen Bergen, Hügeln, Rücken, aus lauter feinem erdfreiem Quarzsande“. Vom Rücken einer der den Nefud beherrschenden, OW gestreckten, einzeln oder in Haufen stehenden Bogendünen — „felk“ genannt, im Gegensatze zu den 30—50 m tiefen, bis 2 km langen Wannen der „kar“ zwischen ihnen — „macht die unabsehbare Sandwüste den Eindruck, als ob sie durch eine Herde von Riesenpferden durchstampft worden wäre“. Die Ränder der Sicheldünen liegen fest. Sie sind von starken Buschgewächsen bestanden: „Allah schuf sie so.“ Die Dünen beziehen ihr Material aus der Zerstörung von Sandsteinen, die in ihrer Mitte noch in den Zeugenbergen Alem über sie emporragen. Den Nefud überzieht nach PALGRAVE und Lady BLUNT roter Sand. EUTING scheidet jedoch den hellen, raml genannten Flugsand vom rötlichen groben Granitsand, bathah.

In der Breite der Oase Djof (= Niederung), die in einem, von den Staffeln der 400—500 m hohen Berge aus Sandstein (mit Kalk-einlagen?) umgebenen, den ägyptischen Oasen ähnelnden Kessel liegt, beginnt die nordarabische Steppe. Zunächst mit Stein- und Kieswüste. Nordwärts aber geht sie allmählich in reine Steppe über, soweit sie vom Persischen Golfe genügenden Winterregen empfängt. Vom Djof entspringen zwei wichtige morphologische Elemente: Der Graben (?) des W. Sirhan, der in NW-Richtung auf das Vulkangebiet des Hauran zielt, und das Tal (Graben?) el-Udian, das senkrecht zum Sirhan steht. Beide fügen sich der Richtung der tektonischen Hauptlinien Syriabiens ein. Das abflußlose W. Sirhan ist ein 5—10 Stunden breites, unebenes Tal oder „wenigstens eine Bodeneinsenkung“. Sie wird im Westen eingefafßt von weißen Kalkfelsen wohl der Oberkreide-Eozänzeit. Mindestens vom Dj. Misma aber an der Ostseite der langen Furche herrschen durchaus Sandsteine. Ihr Boden ist übersät von Feuersteinen und überwuchert von Salzausblühungen. Der reiche Salzgehalt wird bei Ittreh und Kaf von den Beduinen ausgebeutet. BLUNT vermutet im Sirhan das Bett eines eingetrockneten Sees, der ähnlich dem Toten Meere war.

Die nordarabische Steppe endet vor den palmyrischen Ketten und ihrer Verlängerung nach dem Euphrat zu. Ihre Fläche aus schwach nach jenem geneigten Gesteinsplatten gliedern die entgegengesetzt blickenden Steilabstürze („akaba“) der Schichtköpfe.

2. Die arabischen Randlandschaften

Hasa und der Persische Golf. Die niedrige Küstenlandschaft Hasa ist von Dünen und quartären marinen Schichten bedeckt. Der veränderliche Meeressaum mit flachen Lagunen und Nehrungen setzt sich in den seichten Grund des Golfes fort. Am Dj. esch-Scham erst steigen die Randberge Omans kräftiger empor. Heiße Quellen sind häufig. Ihre Wärme wird auf junge Basaltdurchbrüche zurückgeführt. Leichte Erdbeben sind nicht ungewöhnlich, die im Nedjd nicht verspürt werden.

Der Persische Golf ist die Fortsetzung des mesopotamischen Tieflandes, kein Graben, wie das Rote Meer. An der Straße von Hormuz engt ihn die tektonisch zugeschärfte Halbinsel Ras el-Djebel ein. Sie wird am persischen Ufer von der Rundung der Hormuzbucht umkreist, ebenso von den iranischen Falten in Küstennähe — gleichsam als wären sie der starren Masse der Djebel-Halbinsel ausgewichen. Der Persische Golf entstand durch eine tektonisch vorgebildete, diluviale Ingression des Indik, dessen Ablagerungen sich an seinen beiden Ufern finden. BLANFORD unterschied in ihnen zwei Gruppen: die Makranische Gruppe mit *Pecten Vasseli*, entsprechend den älteren Riffen am Roten Meere, und die Littoral Concrete Formation, Grobkalke mit Muscheln und Korallen, gleichaltrig den jüngeren gehobenen Riffen an jenem.

In seiner Breite bis zur Katar-Halbinsel dem Roten Meere ähnelnd, in seiner Seichte scharf von ihm abstechend, zeigt der Persische Golf eine mittlere Tiefe von nur 25 m. Allein an der Halbinsel Musandim, an der Insel Tanb liegen einzelne Tiefen zwischen 150 und 200 m. Die 200 m-Tiefenlinie verläuft erst im Osten der Omanhalbinsel, also außerhalb des Golfes. Die kleinen Inseln in seiner südlichen kesselrunden Erweiterung — so die Bahr el-Benat-Inseln — sind meist jungvulkanisch. Die Bahrein-Insel dagegen besteht aus Alttertiär mit *Nummulites Beaumonti*. Es ist zu einem flachen Sattel gefaltet, der dem Streichen der iranischen Ketten entspricht.

Oman. Hinter der Küste Omans steigt der Dj. Akdar auf. Wie sich am Mittelmeere der Syrische Bogen als letzter auf Syrabien vorgeschobener Vorposten der eurasiatischen Gebirge entpuppt, gleichartig ist die tektonische Stellung des Dj. Akdar — wie oben der Bahrein-Insel — vor den iranischen Ketten zu deuten. Sicherlich verlängert er sich in eine der bei Kurachee versinkenden Ketten von Sind, nicht

aber gegen Süden in einen, Afrika umspannenden orogenen Ring. Sein schöner Bogen zwischen Ras el-Hadd und Musandim läßt auf Faltung schließen, die nach dem Baustil von Vorbögen wohl nur schwach ist. Für die Zugehörigkeit des Dj. Akdar zu den iranischen Gebirgen sprechen seine Gesteine: dunkler Kalk, entsprechend dem indischen mittleren Productuskalk — mediterrane Trias auf Musandim —, ferner die grünen kretazisch-eozänen Eruptiva, gleich denen Nordsyriens, die von Maskat bis Kap Djesireh vorkommen.



Fig. 8. Ezzan, Wadi Maifa (östlich Schukra), Südarabien. (Aufnahme KOSSMAT.)
Unten eisenschüssige Sandsteine (mit einer diluvialen Terrasse), darüber das zerschnittene Kalkplateau. Eozän.

Die Niederung des Persischen Golfes zieht sich an der Außenseite des Dj. Akdar durch die Dahna. Sie tritt an der arabischen Südküste zwischen Ras el-Hadd und der Haschisch-Bucht als tiefe Bresche in der Steilmauer der Küstengebirge an den Indik heraus. Der Golf von Oman ist kein Vorgraben, wie SUESS vermutete, sondern eine Mulde zwischen iranischen Vorketten.

Den Untergrund des Omangebirges bilden kristalline Schiefer. Wie der dunkle Kalk von Maskat zu ihnen liegt, ist unbekannt. Über Kreide folgt Nummuliten- und Alveolinenkalk, der bis zum höchsten Gipfel ansteigt.

Südküste. Sie ist Bruchküste und überhöht im Westen den Adengraben, dessen Tiefbecken gegen das Arabische Meer durch eine Schwelle abgeschlossen ist, dann das Bruchfeld des Indik. Eine schwach konvexe Biegung ist ihr eigen. In dieser Rundung gleicht sie andern Küstenstrecken Afrikas. Im einzelnen ist der Küstenverlauf durch NO-streichende, zueinander parallele Brüche bestimmt, die von Quer- oder Diagonalverwerfungen gekappt werden. An jedem dieser jüngeren Sprünge wird die Küste ein Stück landein versetzt: Vikariieren der nordöstlichen Hauptsprünge ist das Kennzeichen ihres Baues. Der



Fig. 9. Basaltkegel im Krater des Vulkans Tabab bei Bir Ali, Südarabien, etwa in der Mitte zwischen Aden und Makalla. (Aufnahme KOSSMAT.)

Küstenabschnitt zwischen Aden und Ras Fartak z. B. springt an diesem Vorgebirge quer abgeschnitten scharf zurück: es entsteht so die Kamarbucht. Der folgende Abschnitt erleidet die gleiche Rückversetzung am Ras Nus.

Bis zum Dj. Samhan (1120 m) über Ras Nus ist die Küste als Teil der Dahna niedrig und wüstenhaft. Dann setzt der westwärts an Höhe zunehmende Steilabbruch Hadramuts ein, der, unterbrochen vom W. Hadramut, an der Bab el-Mandeb an denjenigen Jemens anschließt. Vor ihm liegt ein flacher Küstenstreif, überdeckt von quartären Marinablagerungen und Salzsümpfen, begleitet von Stockwerken gehobener Strandterrassen. Doch ist er keine Ebene: Schollen mesozoisch-tertiärer Gesteine treten aus ihm heraus. Über die Tektonik des Hauptabbruches.

ist nicht viel bekannt. In schwierigem Anstiege erklimmen die Pfade vom Meere ins hohe Hadramut, so von Makalla nach Schibam, den gewaltigen, von mächtigen Felstrümmern übersäten gestaffelten Steilhang des Hochplateaus, der durch enge, von Schotterterrassen erfüllte Wadis zerrissen ist. Dieses aber, der sich nach innen sanft zur Dahna abdachende Gjol, ist von dünner Schuttschicht über dem kalkigen Grunde bedeckt.

Am Ras Fartak sieht man die Bänke des weißen Alveolinenkalkes schräg aus dem Meere bis zu 600 m aufsteigen, wo sie sich horizontal



Fig. 10. Der Vulkan von Aden, von der Tauwabibucht gesehen.
(Aufnahme KOSSMAT.)

legen. Auf der anderen Seite des Vorgebirges steigen die Lagen des nubischen Sandsteines unter 45° aufwärts und nehmen dann ebenfalls horizontale Lage an.

Am Abbruche erscheint der Granit des Grundgebirges, so hinter Aden im Dj. Shiop, bei Makalla, bei Ras Nus und auf den, mit dem Festlande durch eine gleichmäßig breite und tiefe Flachsee verbundenen Kurian-Murian-Inseln, wo auch Grüngesteine wie in Oman vorkommen. Die Oberfläche des Grundgebirgsrumpfes senkt sich gegen Osten. Es folgen über ihm entweder mariner Jura, nubischer Sandstein und Oberkreide, und als Kranz des Hochlandes Eozän; so bei Aden, wo diese alle in flache Dome verbogen wurden. Oder sofort fossilführende Mittelkreide, schließlich sogar Eozän, das wohl von Ras Nus an.

Im nubischen Sandsteine wurde bei Makalla auf Kohle gebohrt. Der Oberkreide aber legen sich bei Dahla Trappdecken auf, deren Gesteine den Trappen des Dekkans und Abessinians gleichen. Quartäre Tuff- und Lavavulkane begleiten die Küsten von Ras Fartak bis zum Eingange ins Rote Meer. Der Vulkan von Aden ließ in mehreren Phasen (seit dem Oligozän?) Trachyte, Phonolithe und Basalte entströmen. Die Stadt Aden birgt sich in seinem 3 km weiten, stark zerstörten Doppelkrater, der im zackigen Dj. Schamschar gipfelt.

Am Marshaghill folgen von unten nach oben, wie ROTH angibt:

1. grauer dichter Trachyt mit kleinen Sanidinen,
2. Doleritbasalt,
3. graugrüner Trachyt mit größeren Sanidinen und Hornblende,
4. braunroter, stark veränderter Mandelstein,
5. graubrauner, poröser Doleritbasalt (mit Labrador),
6. Liparit,
7. Trachyt, ähnlich wie 3,
8. graugrünes, dichtes verwittertes Gestein mit Sanidinen.

Die Folge der Gesteine scheint also nicht so einfach und nicht so reinlich nach dem Kieselsäuregehalt geordnet, als sie nach VÉLAIN sein müßte.

Zur Ausgestaltung der südarabischen Küste sei noch bemerkt, daß in ihrem Abschnitte bis zum 48.° ö. L. einem einspringenden Küstenbogen eine Ausbuchtung des Schelfrandes gegenüber steht. Der Schelf ist im übrigen sehr unregelmäßig ausgestaltet. Versenkte Täler wurden in der Fortsetzung des Wadi al Masaila, dessen submarine Verlängerung mit Tiefen bis zu 274 m im Schelf angedeutet ist, ferner in der eines bei Risut mündenden Wadis erkannt.

Westküste (Jemen, Asir, Hedjas). An der 2000 km langen Küste zwischen Perim und dem Golfe von Akaba bleibt der geologische Bau, weniger die orographische Gliederung ihrer Landschaften recht gleichartig. Ihren Strand säumen selten unterbrochene Riffe, im Süden ein Schwarm von Koralleneilanden, so die Kamaran- und Farsan-Inseln. Die Küstenebene Tihama, mit Sedimenten eines diluvialen Roten Meeres überzogen, ist bis zu 50 km breit, öde und sumpfig. Dann beginnt in mehreren Staffeln der Hochlandsanstieg. Er wechselt in seinem Charakter über größeren Strecken hin. Die höchste der Staffeln leitet in das Innere in sanfter Abdachung über. Ihre Gipfel, die ihre winterliche Schneehaube lange bewahren, erreichen im Jemen über 3000 m Höhe im Dj. Sabor und Hadurnebi, im Hedjas 2760 m im Dj. esch-Schar, während die Mitte eine erhebliche Abnahme der Erhebung zeigt.

In Jemen herrschen im Süden Kreide und Trappdecken, unterlagert von Jura. Unter ihm hebt sich etwa am 15.° n. Br. der

uralte Festlandskern Syrabiens heraus, der er im Nord-Hedjas wieder unter sedimentärer Decke verschwindet. Die Höhenstafeln Jemens sind begrenzt von Bruchlinien des erythreischen Systems. Die Tihama überhöht mit steilem Rande eine untere Großtafel, die Serat-Vorterrasse SCHMIDTS. Befeuchtet durch die tropischen Sommerregen des SW-Monsuns und künstlich bewässert, gedeiht hier der Kaffeestrauch in Höhen bis zu 2200 m. Zweite Großtafel Jemens ist der Hochserat, der von Parallelbrüchen in lange Plateastreifen aufgelöst ist. Nach Osten wird der gebirgische Hochserat vom niedrigeren Inneren durch Randverwerfungen am Oberlaufe des Chalid abgetrennt. Wohlerhaltene Vulkane junger Zeit vervollständigen das geologische Bild des Serats.

Das Grundgebirge, durch Asir in den Hedjas ziehend, herrscht in dessen Süden durchaus vor, und am Rande des Roten Meeres besonders als rote Granite. Im Nordost-Hedjas legen sich über seine ausgeglichene Oberfläche diskordant ungefaltete Sedimente, so Silur, Sandsteine, Oberkreide und Eozän. Sie gehen südwärts in terrestrische Sandsteinfazies über mit ihrer Annäherung an das kristalline Hochgebiet Syrabiens im Nedjd.

Das Saumriff, in Schermen wie Rabigh, Bureka und Janbo geöffnet, und die Tihama gleichen denen Jemens. Deren Nordabschnitt ist durch Granitmassive jedoch kräftiger gegliedert. Hier schließt sich im Lande Midian an die Tihama — als erste Bruchtafel? — die granitische Zone ed-Djeles an, zu der die gewaltigen Granitklöze Dj. esch-Schar und Harb gehören. In Quarzadern barg sie die Erze Midians, deren Abbau nun verfallene Minen wie Schuwak und Umm el-Kurajat aufblühen ließ. Über ihr folgt — als zweite Tafel? — das Hochplateau esch-Schafa, weiter landein el-Hisma genannt, echte Wüste mit abflußlosen Becken. El-Hisma ist zugleich die breite Wasserscheide zwischen Rotem Meere und Perser-Golfe.

An der Grenze des Hedjas zu Innerarabien stellen sich die Vulkanlandschaften der furchtbaren Harras ein, deren Basalte sich als Decken und Ströme aus Spaltenzügen und Vulkanen ergossen. Die südlichste Gruppe der Harras spannt sich zwischen Mekka und Medina. Die mittlere, stärker ins Nedjd vorgeschobene, dehnt sich östlich von Cheiber und die nördliche zwischen el-Ula und Tebuk. Über fünf Breitengrade sich erstreckend, fallen sie in die Zone kräftigster vulkanischer Tätigkeit im afrikanischen Kontinente, die sich von Deutsch-Ostafrika über Abessinien, Hedjas und Mittelsyrien bis Diarbekr führt. Die Vulkane der Harras stehen in regellosen Klumpen oder lassen eine gewisse Reihung erkennen. In ihr herrschen die tektonischen Haupttrichtungen Arabiens vor, also die nordöstliche und die nordwestliche. Letztere Richtung ist deutlich in den 100 km breiten Basaltdecken el-Auerid und ar-Rha, die auf nubischem Sandsteine liegen. Der herrschende Vulkan

der Harrat el-Auerid ist der Dj. Anas (1805 m). In der Harrat ar-Rha steht der jugendlich frische Hala-l-Bedr, der für den Sinai der Bibel gehalten wird, der Sejban und Watar. Ihre Gesteine sind Olivin- und Mandelbasalte, leichtflüssige Magmen, die Sandsteinmassen aufgenommen und verflößt haben. Über dünnen Decken stehen in der Harrat ar-Rha die 100 m hohen Vulkane, deren jüngste Ströme mit wohl erhaltenen Stirnen die quartären Täler hinabziehen.

Im, dem Akaba-Golfe anliegenden Hedjas tritt das Umbiegen der Dislokationen des erythreischen in das syrische System deutlich hervor.



Fig. 11. Zwei Profile zur Tektonik am Ostrande des Akaba-Grabens.
(Nach KOBER.)

Oben: 1 = Grundgebirge, 2 = Decke. Unten: 1 = Cenomanmergel, 2 = senone Kreidemergel, 3 = Hornsteine, 4 = Eozänkalk.

Die Beugungsstelle liegt zwischen Hrajibe, Bed und Makna. Nördlich Makna herrscht schon syrisches Streichen. Der Steilabfall des kristallinen Küstengebirges — meist aus rotem Granit mit basischen Lagern und Stöcken — auf die Akaba-Küstenebene ist tektonisch. Der Abbruch erfolgt in mehreren, Grundgebirge und sedimentäre Decke zerschneidenden schmalen Staffeln. Diese sind vom Graben weg gekippt, so daß sie immer wieder Granit gegen den von Westen her absinkenden Sandstein setzen.

Die Küstenebene ist bedeckt mit Riffen, Sanden und Schotterru, auch von den Delta-Bildungen der Küstengebirgsflüsse überschüttet. Diese quartären Bildungen wurden noch zu einem Teile disloziert.

B. Sinai

Bindeglied zwischen Syrabien und Egnubien neigt der Sinai durch gewisse Züge — so das Vorkommen der Juraformation, den engen Anschluß an den Syrischen Bogen — zum ersteren. Im Westen bildet seine Grenze der flache Suezgolf und die Kette der salzigen Binnenseen bis zum Mittelmeere. Im Osten ist eine geologische Grenze gegen Süd-Syrien nicht zu ziehen.

Die sinaitische Region gliedert sich in zwei Abschnitte. Der südliche, als Sinai bekannt, ist meist kristallines Hochgebirge. Der nördliche, umfangreichere ist die Tih- oder Isthmuswüste, in der Sedimente vorherrschen. Die Tih ist am besten mit Südsyrien zu besprechen, wie denn der Landschaftsname Syrien auf ihr ganzes Gebiet bis zur Isthmuslinie ausgedehnt werden sollte. —

Der Sinai zeigt bedeutende Gipfel, so im Zentrum das Katharinengebirge mit Dj. Katherin (2598 m) und Zebir (2606 m). Nordöstlich von diesem erhebt sich „der“ Sinai¹⁾, der Dj. Musa (2244 m), an dessen Ostfuße in einer Hochtalung das Katharinenkloster erbaut wurde. In wild zerrissenen, scharfen Kämmen, oder in gewaltigen massigen, glattwandig abgeschuppten Kuppen, die von tiefen Klüften zerlegt sind, ragen die Sinaigipfel zum Himmel. Ein Netzwerk von Tälern durchadert die Gebirgsstöcke, dessen Leitlinien tektonisch vorgebildet sind. Auf langen Strecken steilwandig und eng, werden sie oft von sandüberwehten Weitungen unterbrochen. Gehängeschutt und Schotter, diese manchmal terrassiert, erfüllen die Täler, die nur selten von Oasen belebt werden. Teile verschiedener Täler, zwischen denen niedrige Wasserscheiden vermitteln, werden zu langen Talzügen tektonisch zusammengeschweißt: den Grabentälern oder Rift valleys.

Gneise, metamorphe Schiefer und Granite bilden das Grundgebirge. Über ihm liegt Oberalgonkium, im Westen terrestres Karbon mit mariner Einschaltung, Kreide, Tertiär fast nur am Suezgolfe, quartäre Sedimente an beiden Ufern der Halbinsel. Das Grundgebirge reicht auf der scharf von Brüchen zugespitzten Scholle des Sinai, die sich in der kühnen,

¹⁾ Der heilige Berg Sinai ist seit Jahrhunderten Gegenstand der biblischen Geographieforschung geblieben. Wohl durch die Ansiedlung der ersten Christen 350 n. Chr., sicher im 6. Jahrhundert mit der Erbauung des Katharinenklosters wurde der Dj. Musa als Berg der Gesetzgebung bestimmt. BEKE wandte sich gegen die Ansicht, daß der Sinai auf der nach ihm genannten Halbinsel liegen könne; er müsse ein Vulkan gewesen sein, und so suchte er ihn 1874 im nördlichen Hedjas. Auch GUNKEL sah den Sinai in einem Vulkan NW-Arabiens. „In dem schrecklichen Vulkanausbruch hat man Jahves schauerliches und majestätisches Erscheinen erlebt.“ MUSIL und KOBER sehen die Sinai-Frage als gelöst an: sie entdeckten in der Harrat ar-Rha des N-Hedjas den noch in junger Zeit tätigen Vulkan Hala-l-Bedr, der die Grotten der „Diener Mosis“ birgt. Er soll der wahre Sinai sein.

nur 122 m hohen Nase des Ras Mohamed ins Rote Meer verlängert, an der Westseite bis zum 29.^o n. Br., an der Ostseite dagegen fast bis Akaba. Ihm lagert sich — mit steilem, bis 1370 m ansteigendem Erosionsrande im Dj. et-Tih beginnend — flach bogenförmig gekrümmt die Sedimentdecke der Tih auf. Ihre ursprünglich den ganzen Sinai einkleidenden Gesteine blieben im Bereiche des Grundgebirges nur in tektonischen Resten erhalten.

Die starke Schollenzerlegung des Sinai stammt aus der Bildungszeit des erythreischen Grabens. Die Aufnahmen von BARRON und HUME zeigen in prachtvoller Klarheit, daß Umriß und Innenbau des dreieckigen Sinai von Brüchen in erythreischer und syrischer Richtung bestimmt sind. Erstere betont die Ostwand des Suez-, letztere die Westwand des Akaba-Grabens. Parallelverwerfungen zu den Küstenbrüchen greifen weit ins Innere ein. Beide Systeme stoßen aufeinander längs des 34.^o ö. L. an dem Wadi Scheich-Tarfa-Thema-Bruch.

Am Westsinai erkundete BARRON als wichtigsten Sprung den, der vom Ras Mohamed aus nach NW zieht. Dieser Sprung trennt den kristallinen Kern des Sinai von der niedrigen, aus mesozoisch-tertiären Schichten bestehenden Küstenebene el-Gaa. Er brachte die Sedimenthülle des Grundgebirges tief unter das Niveau der kristallinen Gesteine. Die Sprunghöhe dieses Gaa-Bruches wird auf 1770 m geschätzt. Nach Norden vermindert sie sich jedoch. Zwischen den Graben der Gaa-Ebene und die Golfküste schaltet sich noch einmal ein Horststreifen von Granit ein mit Decke aus Kreide und Tertiär, die Araba-Kette. Erst westlich des Arabahorstes erfolgt der Abbruch zum wassergefüllten Suezgraben. In der Gaa-Ebene haben die vielfältig dislozierten, gestauchten und verbogenen Schichten ein unregelmäßiges Einfallen von ihren Rändern nach der Mitte hin. Dies täuschte eine flache, muldenartige Faltung vor. Echte Faltung im „erythreischen Sinne“ fehlt am Westsinai, obgleich BARRON von Falten spricht, die ein NW-SÖ-Hauptstreichen, und ein sekundäres Streichen senkrecht dazu zeigen sollen. Die allein in letzterer Richtung vorhandenen Aufbeulungen sind schwache, behinderte Ausklänge des den Sinai durchziehenden Syrischen Bogens. SCHÜRMANN sagt zu den angenommenen Faltungen entlang den Gräben, daß „die geologischen Hauptlinien durch Brüche und nicht durch Faltung bedingt sind“.

Zahlreiche Parallelverwerfungen begleiten die Hauptstrukturlinien, Staffellabbrüche oder seltene schmale Grabensenken bedingend. Schöne Staffeln zerlegen die Arabakette, wo das Eozän in vier verschiedenen Höhenlagen vorkommt. Quersprünge durchsetzen die Schollenstreifen. Ein langer Parallelgraben zum Suezgraben verläuft im inneren Sinai vom Wadi Baba bis nahe zum Dj. Musa, ein anderer vom Wadi Siq bis zum Wadi Scheich.

Im Ostsinaï ist die syrische Richtung tonangebend. HUME wies sechs grabenartige Talzüge nach, deren tektonische Anlage sicher ist und im Alter mit dem Akabagraben übereinstimmt. Der 72 km lange, fast geradlinige Grabenzug Wadi Um Raijig-Schelala birgt, 700 m tief in das Grundgebirge versenkt, schmale Schollen nubischen Sandsteins. Am Dj. Um Raijig sperren Kalke der Oberkreide die Grabensohle, und nördlich von ihm tauchen an der Westflanke des Grabens plötzlich inmitten des nubischen Sandsteins Granitmassen empor. Der lange Grabenzug Wadi Raib-Melhadge zeigt ähnlichen Bau.

C. Die Erythreis

1. Das Rote Meer

Breiter als die Rinne des Roten Meeres, das den Zerrspalt zwischen seinen Flügelschollen prachtvoll betont, ihn aber nicht erfüllt (und niemals ganz erfüllt hat), ist der erythreische Graben Teil des ostafrikanischen Störungsstranges. Unter dessen einzelnen Abschnitten nimmt er durch Alter, Geschlossenheit und Tiefenwirkung eine überragende Rolle, durch Eigenheiten eine Sonderstellung ein. Er ist der Hauptkörper des ganzen ostafrikanischen Störungssystems: Alle anderen Bruch- und Grabenzonen Ostafrikas sind gewissermaßen Ausstrahlungen von ihm her.

Tafrogenese ließ den erythreischen Graben entstehen, als zeitliches Gegenstück der tertiären Orogenese in Eurasien. Er ist die gewaltigste Rißwunde der Erde, ein Zerrgraben wie alle ihre Gräben. Im Quartär erfuhr er eine Zutat, die sich zu erkennen gibt durch seine von anderen Zerrgräben abweichende Dichtelagerung. Der erythreische Graben zeigt einen vorgeschrittenen, verschleierten Grabentypus. An dem großen Zerriß bahnt sich wohl eine Verschiebung zwischen den ihn begrenzenden Krustenteilen an.

Seine Geschichte beginnt im frühen Tertiär.

Die embryonalen Bewegungen fallen in die Wende Eozän-Oligozän. Eine seichte weitgespannte Delle — ähnlich wie an den ostafrikanischen Gräben — bildet sich in ihrem Gefolge auf dem oligozänen, epirogenetisch aufsteigenden Festlande. Ihre Hauptrichtung ist die NW-SO. Die Bildung der Urdelle wird von einzelnen, noch kaum zusammenhängenden Bruchlinien begleitet.

Im oberen Oligozän gewinnen diese ersten Brüche, die vornehmlich die Ränder der Urdelle begleiten, an Beweglichkeit und Bedeutung. An ihnen sinkt ein schmaler, lang gestreckter Streifen ein, der zur Sohle des erythreischen Grabens wird. Den Hauptbrüchen, die zu einheitlichen Randverwerfungen verwachsen, folgen parallele Nebenbrüche.

Diese erste heftige Bewegungsphase beweist die durch zahlreiche Feldbeobachtungen des ägyptischen Survey unzweideutig nachgewiesene Lagerung des marinen Untermiozäns. Es setzte sich am Suezgolfe diskordant auf stark gestörten, zerbrochenen und verworfenen Schichten aus nubischem Sandsteine, jüngerer Kreide und auch aus Eozän ab. Auch das Grundgebirge wurde von diesen oligozänen Bewegungen zerschnitten: Die Ränder seiner zerbrochenen und beim Absinken schief gestellten Schollen ragen als kristalline Kämme — so des Dj. Araba, Zeit, Mellaha und Esch — aus der Grabensohle hervor. Die zwischen den kristallinen Bruchschollen eingekeilten Sedimentmassen wurden beim Absinken zusammengestaucht: sie täuschen so „Falten“ im erythreischen Sinne vor.

In das Nordende dieses erythreischen Grabentales, den Golf von Suez, dringt nun das Mittelmeer ein. Sein Einströmen wird erleichtert durch die epirogenetische Senkung Nordafrikas im Untermiozän. Die Zeit dieses Eindringens des Mittelmeeres ist genau bestimmbar. Die Fauna seiner Sedimente ist typisch für oberstes Untermiozän (Burdigalien) und unteres Mittelmiozän (unteres Helvétien). Das marine Miozän beschränkt sich mit seinen Absätzen auf das oligozäne Tal des erythreischen Grabens. Durch seine örtlich scharf umrissene Verbreitung beweist es von neuem das Bestehen eines solchen.

Während des Miozäns vertiefte sich der Graben dauernd, aber langsam, besonders stark im Norden. Mächtige marine Sedimentreihen wurden in ihm niedergeschlagen. Im Mitteloligozän überwiegen bereits Seichtwasser- und Lagunenabsätze: Gipse, Mergel und mächtiges Steinsalz herrschen vor. Das bewirkte die zweite Hauptfaltung des Syrischen Bogens, durch die das Mittelmeer von seinem schmalen Ausläufer in den Graben abgeschnitten wurde. Wie weit sich das Miozän des Mittelmeeres nach Süden erstreckte, ist nicht genügend geklärt. Sicher erreichte es die Djifatin-Inseln. Es gelangte am Ostsinai bis in die Nähe von Scherm, und soll, meist als Gipse, bis Port Sudan vordringen, am arabischen Ufer bis ins mittlere Jemen. Doch lassen sich Zweifel über diese „Ablagerungen einer früh-miozänen Meeresbucht“ kaum unterdrücken.

Schon im oberen Miozän verlandete der mediterrane Meeresarm größtenteils. Die Erythreis ist Festland. Wohl gleichzeitig, bis ins untere Pliozän sich ausdehnend, setzt eine zweite starke Bruchphase ein. Sie betrifft weniger die Ränder des Grabens, als seine Sohle: sie schuf die heutige tiefe Rinne des Roten Meeres, das einen jüngeren Schachtelgraben in einem breiteren älteren erfüllt. Neue große Bruchlinien entstanden. Pliozän ist auch der tiefe Abbruch des Roten Meeres vor der Sinaihalbinsel.

Diese zweite Bruchphase bezeugt uns die Lagerung des Miozäns am Suezgolf. Es liegt gestört — in Schollenstreifen getrennt und schief gestellt — über der älteren, im Oligozän stärker verstellten, nun mit ihm neu bewegten Unterlage aus Kristallinem und Sedimenten. Beispiele dafür finden sich im Ras Dib- und Zeit-Gebiet. Die ganz geringe Stauchung der miozänen Schichten beim Tiefsinken täuscht neue Faltung vor.

Wir haben bisher den Norden des Grabens betrachtet, da er am besten bekannt ist. Die Geschichte seines Südens verläuft nach den spärlichen Nachrichten entsprechend. Mehrphasige, denen des Nordens gleichaltrige Einbrüche schufen auch hier eine Grabenfurche. Sie füllte sich hie und da mit Landseen, ähnlich denen der großen Gräben Ostafrikas. Diese dampften im heißen Klima des jüngeren Tertiärs ein, oder gestalteten sich unter den dauernden Reliefänderungen in der Grabensohle unet um. Die äußeren Randstufen des Grabens, so die Großstufen in Jemen und Nubien, sind oligozäner Anlage. In seinem nubischen Abschnitte zwischen Port Sudan und Suakin ist der oligozäne Ostabsturz der nubischen Berge bereits kräftig zernagt, und älter als die pliozänen Brüche an der Küste des Roten Meeres selbst. Gleiche Daten gelten für Südegypten. Im abessinischen Abschnitt aber erstreckt sich die pliozäne Adenserie bis in die Täler hinein, die den Steilabbruch Hochabessiniens nach seiner Bildung im Oligozän (oder Miozän) zerschnitten.

Im Pliozän — wohl erst im oberen — dringt der Indische Ozean vom Golfe von Aden aus, dessen Anlage als Graben gleichaltrig mit dem erythrischen ist, in die Erythra vor. Er war bisher von dieser durch den abessinischen Landriegel getrennt, der sich in seiner Sohle als niedrige Querschwellen zwischen Jemen und Abessinien spannte. Erst nach ihrer Absenkung an den sich kreuzenden Brüchen des erythrischen und Aden-Systems flutet der Indik über das Bruchfeld der pliozänen Bab el-Mandeb bis ans Ende des Suezgolfes vor. An den Rändern des Tiefgrabens läßt er die Spuren seiner korallenreichen Fauna zurück.

Im unteren Diluvium erst mischen sich über den Golf von Suez hinweg für kurze Zeit die Fluten des Indik und des Mittelmeeres. Durch eine SO-NW streichende epirogenetische Hebung zwischen Egypten und Syrien werden sie jedoch bald wieder getrennt.

Die im Tertiär kaum jemals unterbrochene Ausgestaltung des Grabens scheint im Quartär zur Ruhe zu kommen — abgesehen von Verstellungen mit geringer Sprunghöhe in jungen Bildungen nahe dem Meeresufer. Für diese Annahme tektonischer Ruhe sprechen zwei Beobachtungen. Einmal sind Erdbeben, die Veränderungen an den Grabenwänden begleiten müßten, fast unbekannt — mit Ausnahme des abessinischen Abschnittes, der anderen Gesetzen folgt. Zum anderen

läßt die Dichtelagerung unter dem Roten Meere mächtige Massen schwerer junger Magmen vermuten. Emporgedrungen mit Hilfe der Grabenspalten, schufen sie unter der Erythreis ein widerstandsfähiges Fundament gegen die Bildung neuer Zerrspalten, und verhindern so weitere Absenkungen¹⁾).

Während des Quartärs stellen sich in den Randlandschaften des Roten Meeres großwellige Verbiegungen ein. —

Über die Entstehung des erythreischen Grabensystems haben BALL, BLANCKENHORN, GREGORY, HUME, MOON und SADEK geschrieben. Sie huldigen der Antiklinaltheorie, im Gegensatz zu der hier vertretenen Zerrungstheorie.

Die ägyptischen Autoren vermeiden es gern, den Suezgraben als solchen zu bezeichnen. Durch seitliche Pressung von NO und SW wurden nach ihnen die Sedimente der Suezregion zu einer weiten Antikline geformt. Ihre Flanken begleiten flache Synklinen. Mit dem Wachsen der Antikline wurden Eruptivgesteine, mehr oder weniger plastisch, in das große Gewölbe gepreßt. Einzelne ihrer Teile wurden abgequetscht und in die überlagernden Sedimente gestoßen. Während der Bildung der großen Antikline und der in ihrem Inneren entstehenden erythreischen Falten griff die Denudation diese an und entfernte die Sedimente der Kammregion. Die Entwässerung aus diesem prämiozänen Satteltale ging nach NW. In dem alten Erosionstale nun wurde das marine Miozän diskordant abgesetzt. Postmiozän entstanden große Brüche entlang und parallel älteren Schwächelinien.

Die Richtung eines seitlichen Druckes ist in der Suezregion allein durch den Syrischen Bogen gegeben. Flache Mulden zu beiden Seiten der großen Antikline bestehen nirgends. Anzeigen für Magmeneinpressung im Eozän sind nicht vorhanden. Der Suezgolf ist ein Graben. Der Erosion fallen nur geringe Umgestaltungen seiner tektonischen Grundlage zur Last.

Die tektonischen Erscheinungen am erythreischen Graben sind im wesentlichen die gleichen wie an den ostafrikanischen Gräben. In die Eigenart seiner Tektonik geben Karten und Profile von BARRON, HUME und BALL vom ägyptischen Ufer des Roten Meeres wie von den Rändern des Suezgolfes Einblick. Einiges aus ihren Angaben mag angeführt werden.

¹⁾ Meine in der Karte (Fig. 12) niedergelegte Auffassung von den Schwerkverhältnissen am erythreischen Graben — ursprüngliche Dichtesynekline, umgewandelt durch eine in ihrem Kern aufsteigende, durch schwere Magmen verursachte Dichtantikline — erhält, zugleich wie die älteren Beobachtungen, ihre Bestätigung durch die sehr genauen und fehlerfreien Pendelmessungen von F. A. VENING MEINESZ im Unterseeboot über dem Roten Meere. Es zeigt eine zu hohe absolute Schwere, ebenso wie der Aden-Graben. (F. A. VENING MEINESZ, *Obs. de Pendule s. l. mer pendant un voyage en sous-marin de Hollande à Java*, 1923. Delft 1924.)

Am Dj. Ranga, gegenüber den Gulhan-Inseln, setzt der Haupt-
randbruch einen langen Streifen nubischen Sandsteins mit deutlichem

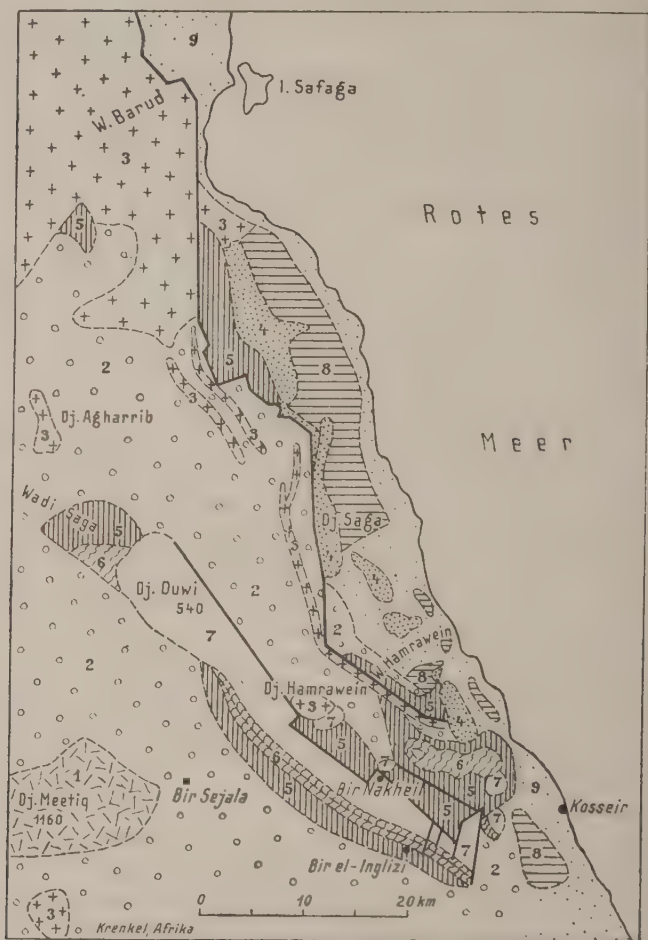


Fig. 13. Tektonik des Erythreischen Grabens bei Kossair am Roten Meere.

(Umgezeichnet nach BARRON und HUME.)

- 1 = Gneis, 2 = Kristalline Schiefer, 3 = Roter Granit, Diorit, 4 = Veränderte Kreide und Eozänkalk, 5 = Nubischer Sandstein, 6 = Senon (Kalke, Schiefer). 7 = Eozänkalk, 8 = Korallenriffe, 9 = Quartär (Sande, Alluvien).

Einfallen seewärts neben kristalline Gesteine. — Recht vielgestaltig und eigenartig ist die Tektonik in der Umgebung von Kossair. Verschieden alte Sedimente werden nebeneinander und neben Gesteine

des Grundgebirges gesetzt. Die mehr landein gelegene Duwi-Kette ist eine langgestreckte, in das Grundgebirge eingepreßte Senkscholle, die beim Niedergleiten längs gespalten wurde, so daß ihre östliche und westliche Teilscholle Einfallen nach ihrer Mitte zu zeigen. — Von

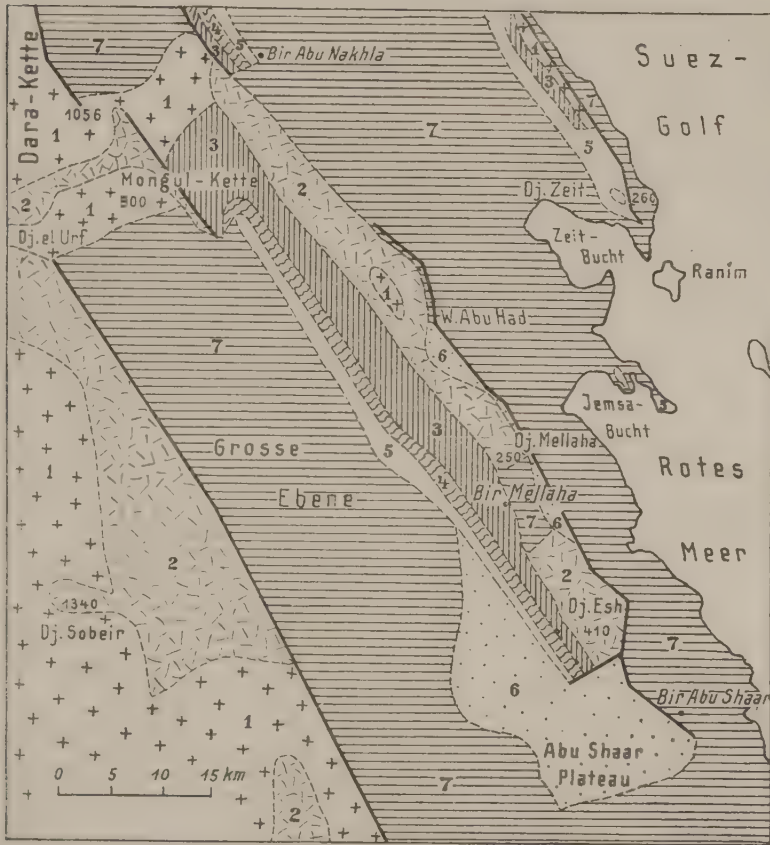


Fig. 14. Geologische Karte zur Bruchtektonik am Westrande von Erythraischem und Suez-Graben. (Umgezeichnet nach BARRON und HUME.)

1 = Roter Granit, Granitgneise, 2 = Duchan-Andesite, Porphyrite, 3 = Nubischer Sandstein, 4 = Senon, 5 = Eozän, 6 = Miozän, 7 = Quartär, Korallenriffe.

Kosseir an verläuft der Hauptrandbruch nahe dem Meeresufer. Am Wadi Barud flieht er zurück, biegt um das Belih-Massiv scharf nach Westen auf den Dj. Duchan zu und zieht nun in gerader Flucht NW bis zu Mongulkette und bis zum Dj. Dara und Gharib, immer die Hauptkette des Etbai beschneidend.

Vom $27^{\circ} 30'$ zum 28° n. Br. ist nach BARRON und HUME zwischen Etbai und Rotes Meer ein wichtiges Bruchgebiet eingeschaltet, in dem Landschaftsbild und geologischer Bau auffällig übereinstimmen. Drei niedrige Hügelreihen gehen Etbai und Suezgolf parallel, durch Ebenen derselben Richtung getrennt. An den Osthang des Etbai schließt sich zunächst die „Große Ebene“ an von 40 km Länge und 20 km Breite. Es erhebt sich über ihr die Melaha-Kalk-Kette. Durch ein schmales Längstal im nubischen Sandsteine getrennt folgt in deren Osten die Kette Dj. Esch-Abu Had. Schließlich steigt aus der Küstenebene, unmittelbar am Ufer des Golfes, als letzte die Kette des Dj. Zeit (Set) empor. Als Bauplan ergibt sich: der Ostabbruch des Etbai entspricht dem Haupttrandbruche des erythreischen Grabens. Die Große Ebene samt der Melaha-Kalk- und der Dj. Esch-Kette stellt eine einheitliche Grabenscholle dar, die beim Absinken gekippt und in ihrem Inneren durch Längsbrüche zerspalten wurde. Durch die Kippung tritt an ihrer Ostflanke kristalliner Untergrund heraus, dem Kreide und Tertiär aufrufen. Die Ostflanke entspricht einer bedeutsamen, seewärts fallenden Dislokation. Die Küstenebene samt der Zeitkette umfaßt eine zweite Kippscholle, an deren Ostrande gleichfalls kristalline Gesteine emporstoßen. Auch sie wird östlich von einem Sohlenbruche, dem Zeitbruch, begrenzt. Die Inseln am Eingange zum Golfe von Suez, Djifatin, Shaduan, Towila, Gaysum, Gubal sind durch Grabenbrüche vom Festlande getrennt. Die in der Zeitkette gefundenen Überschiebungen kleinsten Ausmaßes sind Ausgleichsbewegungen nach dem Tiefgraben des Roten Meeres hin.

Die Aufnahmen am Ostufer des Suezgolfes zeigen dasselbe Bild der Grabentektonik. —

Als Hauptregeln im Bau schälen sich folgende heraus: das erythreische Grabensystem wird als Zerrspalt begrenzt von Brüchen verschiedener Ordnung, Länge und Sprunghöhe. Die Mehrzahl aller Zerreißungsflächen fällt nach dem Grabeninnern zu ein, so stets die Haupttrandbrüche. Haupt- und Nebenbrüche verlaufen über große Entfernungen hin nebeneinander, zu Bündeln geschart. Die Richtung dieser Bündel wechselt in gewissen Grenzen, so daß sich das NNW-Hauptstreichen des Grabens in ein NW-SO und meridionales wandelt. Der Wechsel im Streichen geht vor sich an kurzen Quer- und Diagonalbrüchen: Scharfwinkliges Umbiegen im Verlaufe der Längsbrüche ist häufig. An Stelle eines Längsbruches, der auskeilt, tritt durch Vikariieren ein anderer, der erst in seiner Nachbarschaft verlief. Die Grabenränder fallen in Staffeln zur Sohle ab. Breite Großstaffeln zerlegen sich in sekundäre, in Horste und Gräben. Die absinkenden Staffeln werden beim Niedergleiten gekippt, meist nach außen, selten nach innen. Durch Kippung gelangte der innere Flügel in höhere Lage

als der äußere, der beim Absinken gern geschleppt wird. Durch Schollenkipfung und wechselndes Ausmaß des Einbruches stehen Gesteine verschiedensten Alters schroff nebeneinander, so kristalline neben jungtertiären. Zusammenpressung der in den Zerrspalt eingesaugten Schollen und Schleppung an ihren Rändern täuscht Faltung vor. „Erythreische Falten“ mit NW-Streichen, die den Syrischen Faltenbogen durchkreuzen würden („Cross-folds“), gibt es nicht. Dislokationen des erythreischen Systems, oft schmale Gräben erzeugend, greifen tief in die Randlandschaften der breiten Bruchzone ein. —

Die Haupttrichtung des Grabens ist NNW. Sie setzt der eine seiner schmalen Fühler, der Suezgraben, wohl bis ans Mittelmeer fort. Der andere, der Akabagraben, ist der Kette der Syrischen Gräben untertan. Die Richtung des Grabens wird betont durch das Rote Meer, dessen Küsten überwiegend pliozäne Bruchküsten sind. Doch stimmt ihre Richtung nicht immer überein mit der der älteren Grabenrandverwerfungen. Zu den Küstenbrüchen zählen unter anderem der geradlinige Kosseirbruch zwischen Gimsah-Bucht und Ras Benas, der meridionale Suakin-Bruch, der sich landein im Wadi Baraka bis zu 16° n. Br. verlängert. Gleicher Richtung folgen der Keren- und Tigre-Abbruch Abessiniens, zwischen denen Reste von Brüchen in NW-Streichen, der erythreischen Urrichtung, stehen.

Die Spannweite des Grabens zu schätzen, ist schwierig. Die größte Breite liegt in seinem Süden. Hier mag sie zwischen dem Tigre-Abbruch Abessiniens und den äußersten Staffeln Jemens 500 km messen. Von da aus verringert sie sich über 300 bis 350 km in der Mitte auf 250 km im Norden. Es tritt also nordwärts eine Verminderung der Spannweite zwischen den dorthin zusammenlaufenden Randverwerfungen ein.

Anders verhält sich das Rote Meer. Seine stärkste Einengung erfährt es gerade im Süden an der nur 30 km weiten, flachgründigen Pforte Bab el-Mandeb, deren Boden bis auf 16 m ansteigt und so einen fast völligen Abschluß gegen den Adengolf erzielt. Der Höchstabstand zwischen beiden Ufern klastert 350 km, während im Norden ihre Entfernung recht gleichmäßig 200 km beträgt. Die unregelmäßige Bodengestaltung¹⁾ des Roten Meeres zeigt eine schmale innerste Rinne von über 1000 m Tiefe, die sich ungefähr in der Mitte der erythreischen Senke hält. Sie beginnt mit scharfem Abfalle von —80 m im Suezgolfe zu —1000 m im Roten Meere vor Ras Mohamed am Sinai, und zieht sich

¹⁾ ISSEL möchte diese tektonischen Unebenheiten am Boden der wasserbedeckten Grabenwanne, die sich durch verschieden stark versenkte Schollen genügend erklären, auf die Arbeit pliozäner Flüsse zurückführen. Sie flossen, wie ein alter Nil, seinem *Lacus Arabicus* und anderen Binnenseen zu, die sicher in einzelnen Grabenabschnitten bestanden haben. — ISSEL berechnete, daß die Füllung des Roten Meeres von der Bab el-Mandeb her 2 1/2 Jahrhunderte dauerte, eine durchaus hypothetische Zahl.

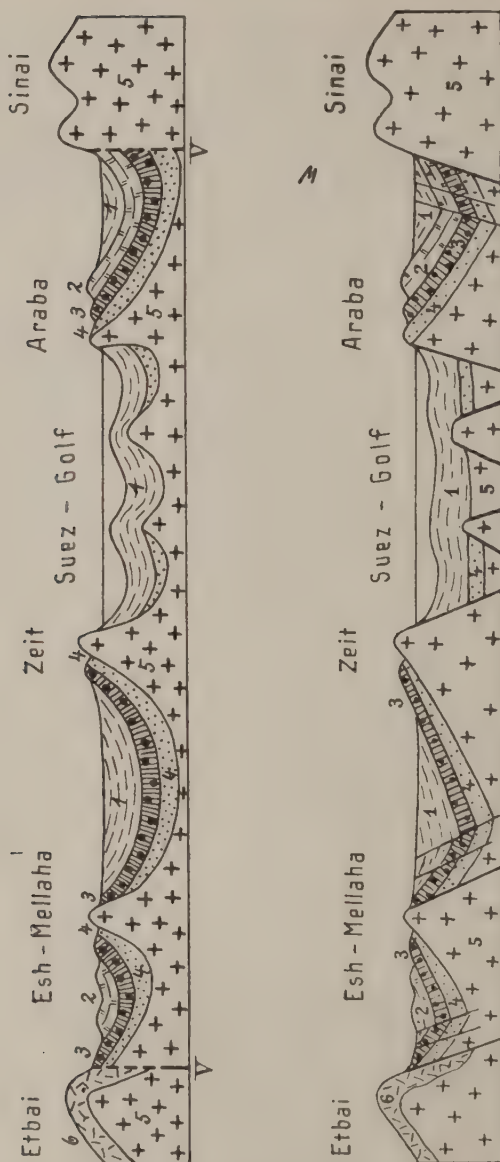


Fig. 15. Profil durch den Suez-Graben. (Oben nach HUME, unten nach KRENKEL.)

1 = Miozän, 2 = Eozän, 3 = Kreide, 4 = Nubischer Sandstein,
 5 = Granit, 6 = Kristalline Schiefer, V = Hauptstrandbruch.

bis zu den Sebejir-Inseln. Diese Rinne birgt die tiefst eingebrochenen Schollen des Grabens, dessen maximale Tiefe mit 2359 m südlich des 22.° n. Br. gelotet wurde. Südwärts der Sebejir-Inseln hebt sich der Boden des Roten Meeres, also der Grabensohle, stark heraus im Bereiche

der abessinischen Landbrücke, die in der weit vorspringenden, flachen Dahlak- und Farsan-Platte noch angedeutet ist. Aber aus dem Graben von Aden dringen Tiefen von über 1000 m energisch gegen ihre Reste an der Bab el-Mandeb vor.

Von den Inseln im Roten Meere bestehen aus Grundgebirge z. B. die Tiran- und Seberdjed- (Smaragd-) Inseln. Vulkanisch sind Perim, die Hanisch-, Sebejir- und Bruder-Inseln. Dj. Tair ist noch bescheiden tätig. Koralleninseln säumen in größter Zahl die Ufer. Am NW-Ufer sitzen Riffkappen oft streifenförmig schmalen Horstschollen auf, so Scheduan und Djfatin. Im Süden überstreuen Koralleneilande breite untiefe Inselplatten, wie die Dahlak- und Farsanplatte. —

Über jugendliche, auf verschiedenen Ursachen beruhende Küstenveränderungen am Roten Meere liegen viele Beobachtungen vor: so erheben sich die Ruinen der alten Hafenstadt Berenice von seiner heutigen Flutmarke erst in einer Entfernung von 20 Minuten Weges. Eine Aufnahme des Hafens von Kosseir vom Jahre 1799 zeigt wesentliche Veränderungen gegenüber der gegenwärtigen Küstengestalt.

2. Die Golfe von Suez und Akaba

Ähnlich dem Roten Meere liegt der Suezgolf als jüngerer schmalerer Graben in einen älteren breiteren eingeschachtelt. Seine Ufer entsprechen keineswegs durchgehend Bruchlinien. Die Seichtigkeit seiner Wasserfüllung weicht von den sehr beträchtlichen Tiefen im Roten Meere ab: nirgends sinkt sein Boden unter 100 m Tiefe hinab. Damit übereinstimmend, aber wiederum im Gegensatz zum Erythreischen Graben, zeigen die Schweremessungen die nur geringe Wirkung seiner Absenkung.

Trotzdem steht die Natur des Suezgolfes als eines Grabens und als der Fortsetzung des erythreischen durchaus fest. Eindeutige Beweise sind an seinen beiden Lippen erbracht. Alle Karten und Arbeiten berichten über die große Zahl paralleler Verwerfungen, die sie in mannigfacher, schon geschilderter Einzelercheinung begleiten. Leichte „Falten“ zwischen den Schollenstreifen, so an der Gimsah-Bucht, am Sinai-Ufer sind, wie bereits betont, nur Stauchungen oder umgedeutete Brüche. Ein von dem Egyptischen Survey veröffentlichtes Profil einer solchen „Falte“ ist nach der üblichen tektonischen Terminologie eine Verwerfung.

Die Grabentektonik am Rande des Suezgolfes östlich von Suez zeigen auf das schönste die Profile F. W. MOONS. Das Miozän der Küstenzone wird einmal durchschnitten von der östlichen Haupttrandverwerfung des Suezgrabens. Weiter aber von zahlreichen Verwerfungen von geringerer Länge, die leicht gebogen NNW-SSO verlaufen, parallel zur ersteren. Zwischen ihnen werden z. B. im Profile von Bir Mabeik

schmale Schollenstreifen abgesenkt, deren Schichten in mehrfach wiederholten Paketen ungefähr mit 30° nach Westen fallen.

BALL erklärt die Entstehung des Suezgrabens durch Erosionseingriffe im Kamme einer Auffaltung, die ihn einschließenden Brüche aber als einflußlos auf seine Bildung. Das ist eine Anschauung, die mit den Ergebnissen aller Beobachtungen im Widerspruche steht.

Im schmalen geradlinigen Akaba-Golfe, dessen größte Tiefe 1200 m erreicht, sieht die seichte Rinne des Suezgolfes ihr Gegenstück. Im Einklange damit entrollen die Schweremessungen das Bild eines Grabens von erheblichem Tiefgange, dessen Massenstörungen denjenigen in den ostafrikanischen Zerrgräben im Prinzip entsprechen. Parallele Brüche und Staffeln begleiten seine Flanken am sinaitischen Ufer wie am Ostrande. Ihr Alter wird denen des erythreischen Grabens entsprechen.



Fig. 16. W—O-Profil durch das Miozän der Küstenzone am Nordende des östlichen Suez-Golfes. Grabenstörungen. (Nach MOON und SADEK.)

3—8 einzelne Lagen des Miozäns bei Bir Mabeik.

Jedenfalls leitet sich ihre Anlage ebenfalls aus dem älteren Tertiär her, während die jüngsten tektonischen Vorgänge noch quartäre Schichten verstellen.

D. Syrien

Syrien umfaßt als geographischer Begriff einmal die schmale Mittelmeerfront der syrischen Region, zum anderen deren wüsten- und steppenhaftes Hinterland, ein Anhängsel Binnenarabiens. Beide zeigen zwei durchaus abweichende Bautypen:

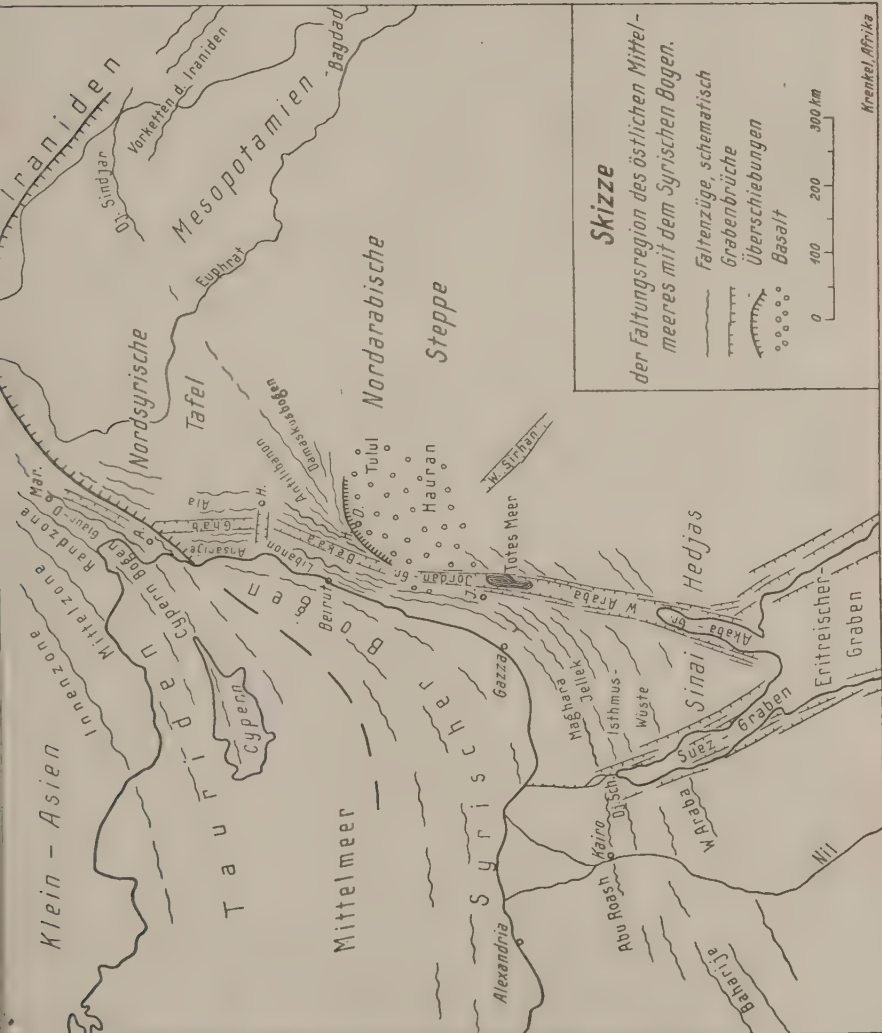
Das mittelmeeernahe Syrien sticht baulich von der Bruchschollentektonik Arabiens scharf ab, und läßt darin Anklänge nur im Omangebirge wiederfinden. Seine mesozoisch-tertiäre Sedimenthülle wurde der Faltung des Mediterranikums unterworfen. Dem Faltenland Syrien wurde später ein zweites Merkmal aufgeprägt: Die ostafrikanische Störungszone setzt in seiner Mitte bis in den Südrand der kleinasiatischen Region hinein.

Im Innern Syriens ist dagegen horizontale Schichtenlagerung fast durchgehend bewahrt geblieben, der auch bedeutsamere Störungen zu fehlen scheinen.

Den Faltenwurf Syriens scheiden wir als Syrischen Bogen aus. Von ihm strahlt als freier Ast der schmale Damaszische Bogen aus.

Sie vermitteln organisch und zonar den Übergang zwischen den Alpen und dem Bruchblock Syrabien¹⁾.

Der Syrische Bogen beginnt in Unteregypfen links des Nils, durchzieht die Isthmuswüste und endet vor dem Cypernbogen der Tau-



¹⁾ Die Auffassung, daß ein einheitlicher Faltenstrang Syrien durchzieht, wurde mir brieflich von B. K. N. WYLLIE bestätigt, der 1922–23 mit K. A. CAMPBELL und G. M. LEES in Syrien für die Anglo-Persische Erdöl-Gesellschaft tätig war. Die Veröffentlichung der Ergebnisse dieser Forschungen ist zu erwarten.

riden. Oft nur flachwellig und leicht, wird seine im Senon einsetzende Faltung auf anderen Strecken sehr kräftig. Sie zeigt klare Bewegung auf die starre afrikanische Masse hin. In schönem Schwunge umkränzt der Syrische Bogen das östliche Mittelmeer, in der Hauptrichtung in leichten Knickungen wechselnd.

Der Syrische Bogen ist Außenrand eines breiten Faltenlandes, das nun zum größten Teile versenkt unter dem Mittelmeere ruht. In seiner neritischen Fazies ist er der südlichste Vorposten der mediterranen Falten, mit dem diese am afrikanischen Kontinente langsam abebnend austönen. Seine letzten Wallungen liegen vor in flachen Antiklinen, die den Suez- und Akaba-Graben kreuzen, ja in Egypten und Arabien noch weit südlicher vordringen.

Sehr wahrscheinlich ist es, daß der versunkene Strang des Syrischen Bogens über das südliche Mittelmeer und Barka hinweg eine Verbindung mit den O—W gerichteten Ketten am Golfe von Gabes gehabt hat. —

Wir gliedern Syrien so: Südsyrien umfaßt die Tihwüste östlich des Suezkanals, das Land um das Wadi Araba und Palästina. In der Breite des Nahr el-Kasimije beginnt Mittelsyrien mit Libanon und Antilibanon, dem Senkungsfeld der Damaszene und dem Damaszischen Bogen. Jenseits der südlichen Nahr el-Kebir folgt das nördliche Syrien.

1. Südsyrien

Das Gebiet der Isthmuswüste, dessen Sedimente dem im Hochsinaï entblößten kristallinen Grundgebirge aufruhcn, gehört einer sich langsam nach der Küste des Mittelmeeres senkenden Jura-Kreide-Eozän-Platte an. Sie wird vom Wadi el-Arish und el-Mesagid entwässert.

Über die reiche Schichtfolge der Tih vom Lias-Dogger bis zum Tertiär wurde bereits besprochen. Altdiluviale Ablagerungen mit Cardien aus der kurzen Ingression des nordöstlichen Mittelmeeres finden sich an der Küste bis 40 km landein. Ihre Höhenlage bezeugt ähnlich beträchtliche jüngste Bewegungen des Küstenlandes wie im benachbarten Palästina. Die Oberkante des marinen Diluviums, das von mächtigem Löß bedeckt sein kann, liegt nämlich

am Wege Bajud-Dj. el-Barka . . .	200 m	über dem Mittelmeere
bei Madschabe (im Wadi Arish) . .	80 m	„ „ „
bei el-Chalasa (Südpalästina) . . .	215 m	„ „ „
bei Bir el-Seba „ . . .	350 m	„ „ „

Diese Hebung dauert an. Erfolgt doch die Verlandung der alluvialen, salz- und gipsreichen Tonfläche des Sirbonischen Sees, eines ehemaligen Nildeltasees, derartig rasch, daß sie kaum allein durch die mit Eröffnung des Suezkanales erfolgte Abschnürung des östlichen Nildeltas

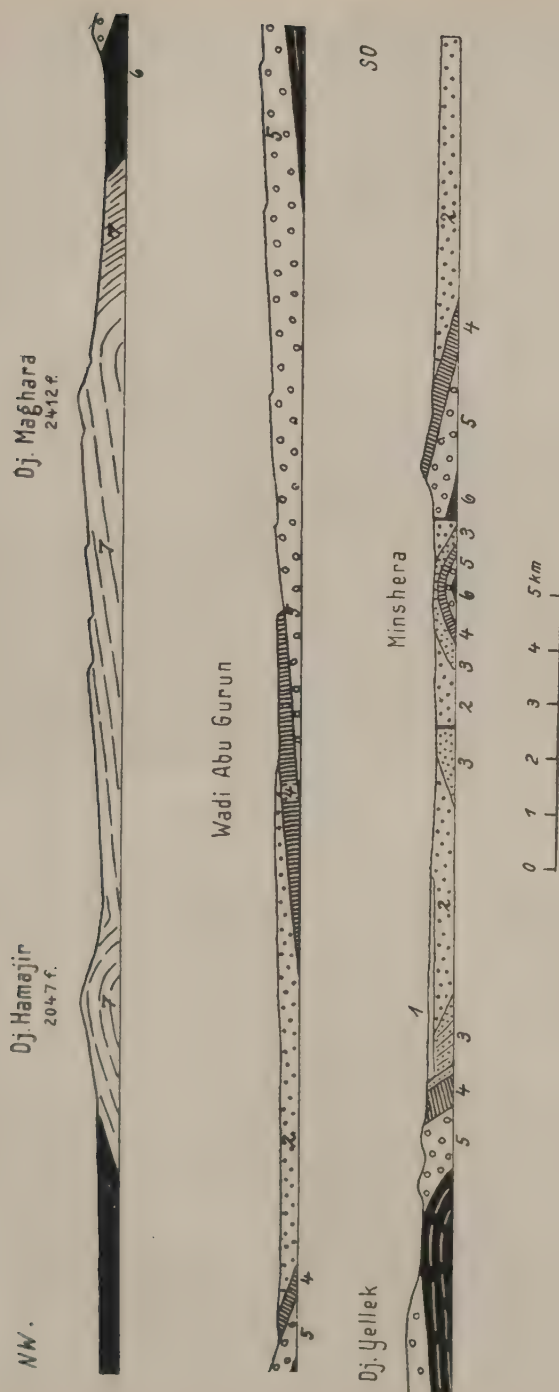


Fig. 18. Die Falten des Syrischen Bogens in der Isthmus-Wüste. (Nach MOON.)

1 = Alluvium, 2 = Weiße Kreide, 3 = Santon, 4 = Turon, 5 = Cenoman, 6 = Unterkreide, 7 = Jura.

zu erklären ist. In der Nord-Tih finden sich weite, den gefalteten Untergrund verbergende Dünenstrecken von hellgelbem Sande aus Kalkbröckchen. Hohe Flugsanddünen sind zu langen Zügen angeordnet. Barchane stehen Vorposten gleich kilometerweit vor dem geschlossenen Sandmeere.

In ONO-Richtung durchzieht die Isthmuswüste der Syrische Bogen, in der Verlängerung des östlichen Hauptrandbruches des Suezgrabens emportauchend, der sich zwischen ihn und seine freien Äste in Nordegypten drängt. Die Breite seines Faltungsfeldes ist noch nicht genau bekannt. Es verkörpert sich in einer Reihe von Faltungswellen, deren Achsen rasch auf und ab steigen. Zwischen energisch



Fig. 19. Südosthang des Dj. Yellek vom Wadi Um Sajid, Isthmus-Wüste.
(Aufnahme SADEK.) Im Vordergrunde Schotterterrasse.

herausgehobenen Sätteln stehen flache kurze Auftreibungen. Die nördlichste Welle ist die des Dj. Hamajir-Mafruth-Risan. Sie läuft in das Mittelmeer hinaus. Als zweite folgt die Magharawelle mit ihrem Jurakern, dann als ausgedehnteste die Giddi-Jellek-Helal-Welle mit nubischem Sandsteine im Kern. Südlich schließen sich neue an: die Minsherawelle und jenseits des Wadi el-Arish die des Dj. Cherim. Mit flachem NW-, steilem SO-Flügel entsteigen diese Falten dem schwächer bewegten Umlande. Streichende Verwerfungen begleiten die Südostflanken der Hauptfalten. Sie sind wohl gleichalt mit deren Entstehung. Querbrüche, und als jüngere Zutat meridionale, verändern das an den Schweizer Jura gemahnende Faltungsbild.

Betrachtenswert ist das Magharamassiv. Es bedeckt ein Gebiet von 1000 qkm und ist 40 km lang und 25 km breit. Der Gipfelbau des Massives, kulminierend im Shusht el-Maghara in 2412 e. F. Höhe mit

dem ältesten Jura der Isthmuswüste, stellt einen elliptischen Block konzentrischer Steilwände dar, durchschnitten von zahlreichen radialen Tälern. Die zentrale Aufsattelung wieder wird im Süden und Norden um-

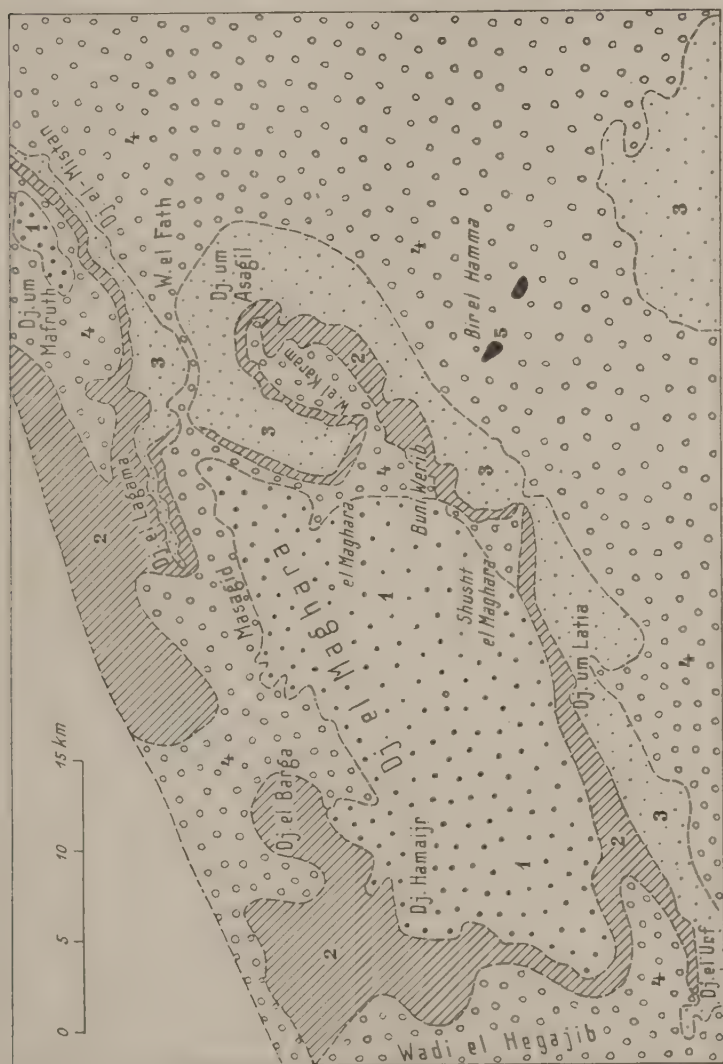


Fig. 20. Der Jurakern des Dj. el-Maghara in der Isthmus-Wüste. (Nach Moon und Sadek.)
— Jura. 2 — Unterkreide und nubischer Sandstein, 3 — Oberkreide (Cenoman-Santon), 4 — Quartär, 5 — Basalt.

rundet von Höhenzügen aus steil gestellten Schichten. Zu ihnen gehören die Südkette des Dj. Urf-Um Latia und Mistan, die vermöge ihrer Schichtstellung von kräftiger Wirkung auf das morphologische

Bild sind. Pässe führen in das tief ausgeräumte Innere des Maghara-Sattels. Offene Ebenen, bedeckt mit Wadi-Ablagerungen, breiten sich in ihm.

Im Massiv unterscheiden MOON und SADEK den Maghara-Hauptsattel und dessen Ostfortsetzung, den Wadi el-Karam-Dom, ferner den Mafruth-Dom, Lagama-Sattel und Hamajir-Dom. Der Hauptsattel, zwischen Wadi Hegajib und Muzeira breit emporgewölbt, ist asymmetrisch. Eine wichtige Dislokationszone begleitet die Südflanke des Massivs vom Dj. Urf im Westen zum Dj. Latia. Sie biegt um den Shusht el-Maghara gen Norden und schließlich über NNW um zur NW-Seite des Gebirges. Ihr Verlauf erweckt den Verdacht, daß eine geringe Überschiebung Magharas südwärts eintrat. Die Karte von RANGE läßt übrigens die ganze Maghara-Kette im Süden von einem Bruche beschnitten sein. Eine zweite wichtige Strukturlinie zieht vom Dj. Mandhur bis ans Ostende des Dj. Mistan; starke Schichtstörungen begleiten sie.

Im Norden des Maghara-Sattels verläuft als niedriger, unterbrochener Höhenzug die Antikline Dj. Mafruth-Lagama-Hamajir. Eine steile Mulde trennt sie vom Hauptsattel. Das Südwestende von Lagama ist durch eine Querverwerfung versenkt. Im Mafruth ist nochmals der Jura emporgefaltet, der auch in den Hügeln Risan-Aneisan erscheint.

Palästina. Der Syrische Bogen knüpft an die kräftigen Falten der Isthmuswüste die Palästinas, indem er nun nach schärferer Krümmung eine nördliche Richtung einschlägt. Palästina ist Faltungsland. Doch ist wichtige Zutat zu diesem die Grabensenke des Jordantales.

Palästina gliedert sich geologisch in die jungen niedrigen Küstenebenen, die vom scharfen, 200 m abstürzenden Eck des Karmel unterbrochen werden, — die jene überragenden, 500—800 m hohen westjordanischen Bergländer, — die Senke des Toten Meeres und Jordantales, — das Ostjordanland von 800—1000 m mittlerer Höhe und in die Vulkanlandschaften Djolan und Hauran.

Die Küstenebenen (Schephela, Saron) bestehen fast nur aus jüngst-tertiären bis alluvialen Bildungen. Das Altquartär erlitt im Hinterlande von Gaza erhebliche junge Hebungen. Hier erreicht das Küstenland auch seine größte Breite. Verschmälerung tritt nordwärts bis zum Karmel ein, an den sich die Ebene von Akko anschließt. Die Küste ist von Dünenzügen blockiert und von Strandterrassen gegliedert. Ihr ausgeglichener Verlauf ist der Versetzung des Nilschlammes durch die nordwärts gehende Küstenströmung zu danken. Wasserführende Küstenflüsse und reichliches, in 10—60 m Tiefe stehendes Grundwasser machen große Teile der Schephela- und Saron-Ebene zu wertvollem Kulturlande.

Über dem Küstenlande — zum Teile an den Randbrüchen des östlichen Mittelmeerbeckens — setzen die westjordanischen Bergländer ein: Idumäa, Judäa, Samaria und jenseits der Jesreel-Ebene

Galiläa. Sie bilden eine flach gewölbte, in geeigneten Kalken verkarstete, auch von Dolinen durchlöchernte, steinige Hochfläche. Diese Bergländer verraten großzügigen Faltenwurf, der sich in das Ostjordanland fort-pflanzt. Eine Reihe von flachen, leise ostgeneigten Sätteln, in sich leicht verbogen, enthalten im Kern mittlere Kreide, an den Flanken aber Senon und Eozän. Ihre Achsen verlaufen NNO, in Galiläa fast meridional. Streichende Verwerfungen zerlegen die Falten. Solche häufen sich besonders am Abhange Idumäas-Judäas zur innerpalästinischen Senke. Sie werden hier erzeugt durch kräftige Spannungen an der scharf gekrümmten Außenseite des Syrischen Bogens. Auf dem Wege von Jerusalem nach Kasr Zuwera am südlichen Toten Meere werden sechs dieser Faltenbrüche gekreuzt. Am Westhange Judäas ist von Bedeutung die „Artuf-Linie“ BLANCKENHORNS, die von Terkunjia über Artuf, Nabalus zum Gilboaberge zieht, an diesem Eozän neben mittlere Kreide setzend.

BLANCKENHORN sieht im Westjordanlande einen langgestreckten Horst, der staffelförmig nach Osten wie nach Westen in asymmetrischer



Fig. 21. Ausklingen des Syrischen Bogens bei Maan im Hedjas. (Nach KOBER.)
1 = Schotter, 2 = Eozän, 3 = Senonmergel, 4 = Tiefere Kreide.

Weise mit Flexuren absank. Der Bauplan Palästinas wurzelt aber in der Auffaltung: die „Flexuren“ sind von Brüchen zerlegte Teilstücke von Falten.

Der tiefe Quereinbruch der Ebene Jesreel, der bequemsten Pforte von der Küste ins Innere Syriens, wird an seiner Südflanke von einer 100 km langen Verwerfung in OW-Richtung begrenzt. Sie setzt bei Haifa ein, zieht dem Karmel entlang und endet bei Djennin im Eozän des Gilboa. Die Jesreel-Ebene wird von fruchtbaren Schwarzerden und roten tuffigen Böden überkleidet. Bis in sie dringen Ausläufer der ostjordanischen Vulkane vor, so der Nebi Dahi, der Krater Tell el-Adjul. Deren Basalte und Tuffe ruhen nördlich von Tiberias auf pliozänen Süßwasserbildungen. An der „Tyrischen Treppe“ (Ras en-Nukra) tritt das Gebirge hart an das Meer heran, dessen Kreidekalke die alte Küstenstraße mühsam überklettert.

Ostpalästina birgt am Toten Meere die ältesten, nicht metamorphen Schichten Syabiens: mächtige Verwitterungsmassen des algonkischen Festlandes, denen Laven zwischengeschaltet sind, ferner die Spuren der marinen Transgression des Mittel- und Oberkambriums.

An seinem Steilabbruch zum Jordangraben enthüllen sich — in ihrer Lagerungsform jedoch noch nicht näher bekannt — Obertrias, Jura und Unterkreide. Auf den Hochflächen dagegen herrschen Cenoman, Turon und Senon. Sind Basaltergüsse, so des Karaat Schihan, am Ostufer des Toten Meeres noch vereinzelt, so türmen sie weiter nördlich über dem Kreidesockel die ausgedehnten Vulkanlandschaften des Djolan und Hauran samt ihren kleinen Anhängseln auf.

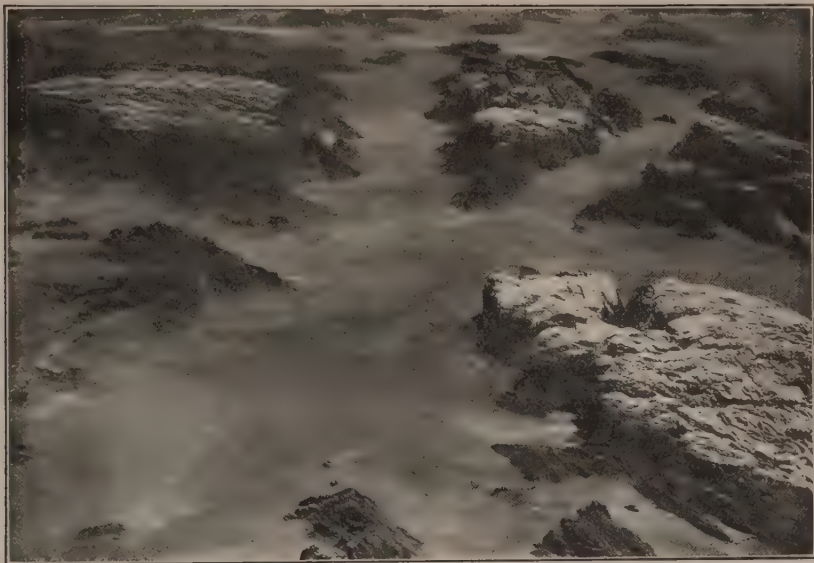
Ostpalästina ist ein einförmiges, nach Osten allmählich zur syrischen Hammada abdachendes Steppenplateau, mit größeren Erhebungen nur nahe dem Jordangraben. Tiefe steile Täler durchfurchen seinen Westabhang. Trümmer herrlicher alter Bauwerke, so von Dscherat, des Wunderschlusses Messetta, bezeugen die einstige reiche Besiedelung des Landes. In seinem ariden Klima haben sich ihre feinsten Skulpturen fast unberührt erhalten.

Ostjordanland gehört dem Außenrand des Syrischen Bogens an, dessen letzte Zuckungen hier austönen. Selbst noch bei Maan im Nord-Hedjas findet sich leichte Faltung. In der Schollenzerbrechung der syrabischen Region aber wurzelt der Vulkanismus im Djolan und Hauran. Diese umfangreichste Basaltinsel Syabiens, deren Gesteine kaum untersucht sind, besteht aus dem steil über dem Jordantale anstrebenden Hügellande des Djolan mit der fruchtbaren Nukra-Ebene, der Kornkammer Syriens, in seinem Osten und aus dem mächtigen, 1840 m erreichenden Hauran (Dj. ed-Drus). Die seenreiche Senke von Damaskus überragen Tired el-Tulul und Safa.

Der Djolan trägt in Reihen zahlreiche Vulkane und Krater. In den nördlichsten der Krater ist der Phialasee eingebettet. Viele seiner Lavaströme flossen weit die steilen Täler hinab, so der säulenbasaltische Rukkadstrom im Jarmuktale bis an den Jordan.

Der Hauran zeigt die Form einer Ellipse. Große Vulkane in ihm sind: Tell Dschefne (1727 m), Tell el-Dschena (1830 m) und Dj. el-Kuleb (1819 m). Dem Raram el-Kiblije entquoll sein größter Lavaström, die Ledja, nach Norden, in ihrer spaltenreichen Unwirtlichkeit die „Zuflucht“ der von den Türken Verfolgten. Viel öder ist der 10 km lange Tired el-Tulul, aus dessen mit steilem Rande („Lohf“) ansetzender Basaltplatte Dutzende von Vulkanen ansteigen. Der „höllische“ Safa, mattglänzend wie Gußeisen, zählt neben sechs Vulkanen fast zwei Dutzend weiter, von niedrigen Blockwällen umgebener Krater. In deren einem sah WETZSTEIN einen kochenden Lavasee, dessen Inhalt sich hob und senkte und Blasen trieb wie siedendes Pech. Aus seinem Becken flossen starke Lavaströme ab.

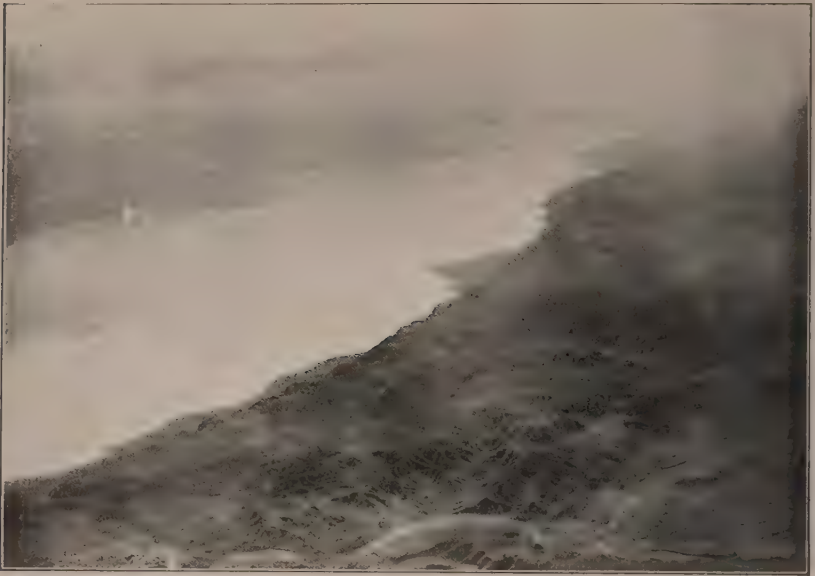
Die syrischen Gräben. Schon öfter wurde die Jordansenke genannt. Es gilt nun bis dorthin zurückzugreifen, wo sie — als Wadi Araba — an den Akaba-Graben anschließt. Aus dem letzteren führt



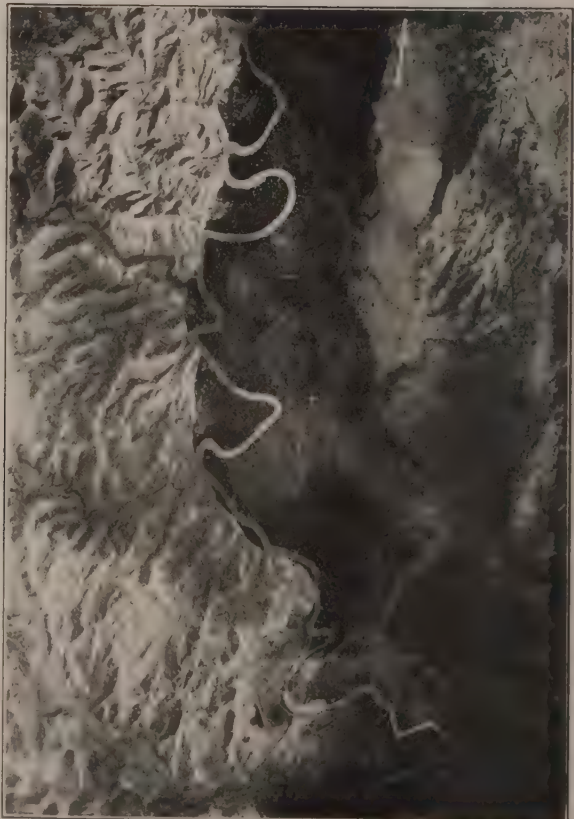
Landschaft am Ostrande des Wadi Araba (Breite von Batn el-Gul). Blick gegen das Wadi Araba. Berginseln aus Grundgebirge mit Deckschichten werden von breiten Sandtälern geschieden, deren Lauf teils tektonisch, teils durch Gesteinsklüftung vorgezeichnet ist. Nach dem Bildoberrande wird die Auflösung in Inselberge und zackige Kämme immer stärker. (Fliegeraufnahme 1918 aus 2500 m Höhe.)



Landschaft am Ostrande des Wadi Araba (Südsyrien, Breite von Batn el-Gul). Scharfkantige Zungen — Grundgebirge mit sedimentärer Decke aus nubischem Sandstein und Kreide — greifen in die von Schuttströmen gegliederten Sandflächen vor. (Fliegeraufnahme 1918 aus 2300 m Höhe.)



Das Tote Meer. Blick vom Westufer nach Südosten. Das hohe Ufer des Ostjordan-Landes liegt im Dunst des Ghor vergraben. Vor ihm gegen Süden springt die Halbinsel Lissan weit in den See hinaus.
(Fliegeraufnahme.)



Der Jordan-Graben nördlich d. „Jordanbrücke“ nach es-Salt. Seine westliche Flanke ist stärker zerschnitten als die östliche. Der Jordan drängt scharf nach der ersteren, wohl infolge andauernder Senkung der nach Westen gekippten Sohlenschollen.
(Fliegeraufnahme 1918 aus 4000 m Höhe.)

eine vielgestaltige Senkungszone bis an den Rand Kleinasiens nach Norden. Sie birgt in sich Wadi Araba, Totes Meer, Jordantal, Bekaa, Bukeia, Ghab und Kara Su. Alle diese nennen wir die Syrischen Gräben.

Der Golf von Akaba wurde als Grabenbruch bereits erkannt. Die Beobachtungen aus den, im Westen und Osten breit gestaffelten — dort meist aus Kreide, hier neben dieser aus sehr alten Gesteinen erbauten — Randlandschaften des Wadi Araba sind spärlich. Sie genügen aber, dieser höhlenheißen Senke gleiche Entstehung zuzuschreiben. Der Arabagraben durchfurcht den Syrischen Bogen, ebenso wie es der Jordangraben, die Bekaa tut. Dadurch erklären sich gewisse Eigentümlichkeiten in seinem und des letzteren Bauwerk, das ältere Faltungs- und jüngere Grabentektonik vereinigt. Diese Vereinigung ergibt eine Reihe von komplizierten Bewegungsbildern.

An eng gescharten Sohlenbrüchen versenkt der Araba-Graben den Kern einer flachen Mulde, dann den einer Antiklinale. Doch bevorzugt er, wie die übrigen Syrischen Gräben, Mulden für seine Bruchbahn. Nördlich des 30.^o n. Br. ist die Tektonik wenig geklärt. BLANCKENHORN meint, daß die westliche Randverwerfung NNO-Richtung annimmt und sich so mit der östlichen, nördlich verlaufenden zu einer einzigen Dislokation vereinigt. Eine westliche Randverwerfung würde so schließlich fehlen, und damit eine Grabensenke. Nach dem Bau des Westrandes der Senke ist diese Ansicht kaum richtig. Ihre westlichen Randbrüche gehen vielmehr in die des Jordangrabens am Süden des Toten Meeres über. Hier fangen sie die von SW herankommenden Verwerfungen der palästinischen Sättel des Syrischen Bogens auf, so z. B. die des Wadi Fikra. — Die Absenkung des Araba-Grabens erfolgte in mehreren Phasen: Die diskordant lagernden pliozänen Konglomerate von et-Tih sind noch stark gestört.

Der Araba-Graben entwässert zum kleinen Teile zum Roten Meere, zum größeren aber zum Toten. Die Wasserscheide knüpft sich an die Senonscholle des el-Hauwar in 201 m Meereshöhe. Das Rote Meer drang in deren Süden bis zur Sabchat Hadjan vor, wo HULL in 40 m Seehöhe rezente marine Muscheln fand. Hier mag das biblische Eziongeber am „Roten Meere“ gelegen haben, der Ausgangshafen der Ophirfahrten Salomons. Im Norden der Wasserscheide steigt die diluviale Hauptterrasse des Toten Meeres bis auf 423 m über seinen Spiegel an, 30 m über den des Mittelmeeres. Es äußern sich hierin die schon aus dem Küstenlande Südsyriens hervorgehobenen quartären Verbiegungen. Sie fehlen auch dem übrigen Syrien nicht, das in große Wellen verbogen wurde. In seine Tektonik bringen diese eine schärfende, wohl zu beachtende Note.

Der Jordangraben gleicht in Palästina baulich dem Araba-Graben. Seine schärfste Ausprägung erfährt er am Toten Meere, das dem land-

schaftlichen Eindrücke nach den ostafrikanischen Grabenseen vergleichbar ist. Seine schwer zugänglichen, hohen Steilufer folgen Sohlenverwerfungen, die hier die kräftigste Absenkung innerhalb der Syrischen Gräben umschließen. Sie schneiden im spitzen Winkel die Syrischen Falten samt ihren streichenden Brüchen. Doch haben letztere, die den Abfall Idumäas-Judäas nach dem Jordantale bewirken, nichts mit dem Grabeneinbruche selbst zu tun, der den Syrischen Bogen als fertigen Bau durchsetzte. Im großen fällt der Jordangraben am Toten Meere mit der Achse einer Mulde zusammen.

Bemerkenswert sind die magnetischen Störungen im Jordangraben. Während die magnetische Deklination in Palästina meist zu $11-13^{\circ}$ W angenommen wird, wurde sie im Jordangraben von TREIDEL in der Nähe des Toten Meeres wie folgt gemessen:

	Deklination
1. Tell el-Kos (östl. von Jericho) . . .	Östl. $1^{\circ} 2'$
2. Ain Feschcha	„ ca. 2°
3. Kasr Hadschla	„ $2^{\circ} 34'$
4. Jerusalem	westl. $10^{\circ} 40'$

Es ergibt sich also zwischen Jerusalem und dem Toten Meere auf geringe Entfernung ein großer Unterschied in der magnetischen Deklination. Die Richtung des Jordangrabens stimmt auffällig mit der Richtung der von TREIDEL festgelegten Deklination der Magnetnadel überein. Es wäre wichtig, in den übrigen großen Grabenzonen magnetische Messungen zu veranstalten. Würde der Nachweis störender Einwirkungen aus den Zerrungszonen auf den Verlauf der Isogonen im allgemeinen zu erbringen sein, so wären die Gräben mit einer neuen geophysikalischen Eigenschaft ausgestattet. Vielleicht deckt sich die Bahn der BOUGUERschen Störungslinien in großen Zügen mit dem Wege der Isogonen.

Die Jordansenke wurde angelegt schon im Miozän wie der Akaba-Graben. Sie wurde vertieft im Pliozän und im Diluvium, in dem ihre ältere Schotterfüllung stark gestört wurde. Sie wird bewegt bis in die Gegenwart. An der Wende Tertiär-Quartär war das tektonische Tal von Seen erfüllt, in denen die früher dem Mittelmeere zugehenden Flüsse abgefangen wurden. Nach einer Trockenperiode, in der sich das Salzlager des Dj. Usdum am Toten Meere niederschlug, nahm die Ausdehnung der diluvialen Grabenseen sehr zu. Sie erreichten in der Rißeiszeit, vereint zu einem einzigen Wasserbecken, eine Länge von 250 km. Beim Höchststande lag dessen Spiegel 39 m über dem Mittelmeere. Aus ihm entstammen die weichen Mergel und Gipse der Hauptterrasse des Jordantales. Ungleichmäßiges Einsinken der Grabensohle — verbunden mit vermindertem Niederschlage — ließ als seinen Rest das Tote Meer zurück. In historischer Zeit erfuhr es eine Ausdehnung südwärts: von der Landzunge Lissan bis zur Sebcha sank eine Scholle

der Sohle 100 m unter Wasser. Das ist die Katastrophe, die nach kanaitischer Sage die Bibel als Untergang der Vierstädte Sodom, Gomorrha, Adama und Zebojim im Tale Siddim berichtet. Bitumen und Schwefel, in ihrer Umgebung reichlich vorhanden, mögen bei diesem Ereignis in Brand geraten sein.

Das Tote Meer prägt allen Besuchern mit dem leuchtenden Blau seiner Fluten, dem in der Abendsonne in tausend Farben erglühenden Steilabfall des Ostufers, der leblosen Stille seiner Gestade unauslöschlichen Eindruck ein. Es bedeckt über 900 qkm bei 76 km Länge und 18 km Breite. Sein Spiegel steht 392 m unter dem des Mittelmeeres. Bei einer größten Tiefe von 401 m nahe dem Ostufer liegt der tiefste Punkt seiner Wanne 793 m unter jenem. Sie bildet eine der bedeutungsamsten Depressionen der Erde. Seit 1890 will man ein langsames Ansteigen ihrer Wasserfläche trotz der starken täglichen Verdunstung beobachtet haben. Die von KERSTEN 1874 noch ausgeführte Umwanderung des Ostufers ist nicht mehr möglich: Steile Wände versperren jeden Verkehr. An der Lissanhalbinsel ragen abgestorbene Oleanderbüsche in 40 m Entfernung vom Ufer aus dem Wasser. Ihre Bewohner sagten zu MUSIL: „Es ist Krieg zwischen uns und dem Meere; aber das Meer ist stärker.“

Es fragt sich, ob mit einer Zunahme der Wassermasse, oder nicht viel mehr mit tieferem Einsinken der Grabenränder zu rechnen ist.

Das Wasser des „Bahr lut“, in dem nur an Austritten süßen Wassers Brackwasserfische ihr Leben fristen, hat einen sechsmal höheren Salzgehalt als das Ozeanwasser, bei einem spez. Gewichte von 1,021 bis 1,256. Auf seinem Grunde setzen sich vor allem Kochsalz, Gips und Kalkkarbonat ab. Berühmt ist sein Asphalt, der, seit ältesten Zeiten verwendet, aus der Verdickung von an Spalten aufdringendem Erdöle entsteht. Er treibt aus dem See empor, häuft sich zu mächtigen Massen an und wird, ans Ufer geschwemmt, von den Beduinen aufgesammelt. Diese jährliche Ausbeute soll nur 2000 kg betragen. Asphalt und Erdpech finden sich auch in der Umgebung des Toten Meeres in Kreide und Diluvium nicht selten.

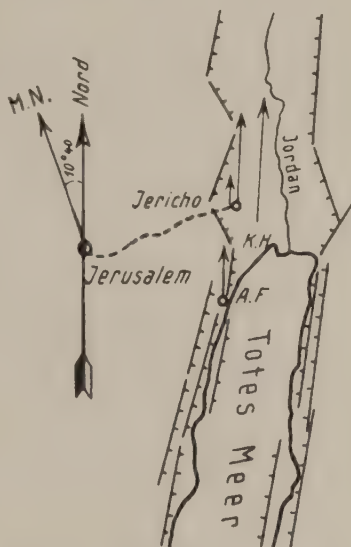


Fig. 21. Die magnetischen Verhältnisse am Graben des Toten Meeres. Einfache Pfeile: Isogonen.

Das Jordantal wird als el-Ghor (= Einsenkung), seine Alluvialaue als es-Zor bezeichnet. Der Jordan durchquert nach Durchsägung der Djolan-Basalte in tiefer Klamm den reizvollen, bereits 208 m unter dem Mittelmeere liegenden Tiberiassee. Sein Unterlauf durchschneidet die Mergel des diluvialen Toten Meeres in einem Doppelbett. In dessen tieferem schlängelt sich die heutige, von Galeriewald umkleidete Flußrinne.

2. Mittelsyrien

In Mittelsyrien, dessen Meeressaum nur vereinzelte Küstenebenen trägt, entfaltet sich der Syrische Bogen zum Hochgebirge. Der Libanon erhebt sich im Kornet es-Sauda zu 3360 (?) m, der Hermon bis zu 2760 m, der Antilibanon endlich im Taalat Musa zu 2680 m. Libanon und Antilibanon werden durch die tiefe Furche der Bekaa, als der Fortsetzung des Jordangrabens, geschieden. Eine Sonderstellung nehmen die niedrigen Falten des Damaszischen Bogens (der „palmyrischen Ketten“) ein. DIENER gab die grundlegende Darstellung des Gebirgsbaues in Mittelsyrien.

Libanon. Als imposanter Gebirgswall türmt sich der Libanon aus dem Mittelmeere empor, eine Scheidemauer zwischen den, sich klimatisch und landschaftlich wenig gleichenden Phönizien und Inner-syrien. Jäh fällt er nach Osten zur Tiefe Cölesyriens, stufenartig nach Westen zum Gestade des Levantinischen Beckens ab. Geradlinig NNO gestreckt, 175 km lang, an Breite nach Norden zunehmend, gliedern ihn parallele Kämme: Ihnen sind im Nordteile breite Hochflächen zwischen-geschaltet.

DIENER sagt über den Bau des Libanon: „Er ragt, einzelnen Plateaurücken der deutschen Mittelgebirge vergleichbar, als langgestreckter Horst aus einer Region allgemeiner Senkung empor, zu der er nach drei Seiten hin bald in einer, bald in mehreren Stufen abdacht.“ Wir sehen im Libanon ein echtes Faltengebirge. In seinem südlichen Abschnitt, wo er in tiefem Durchbruchstale vom Leontes gequert wird, sind eine Anzahl von Falten wohl ausgebildet: so Kuleje-Sattel, Schekif-Mulde, Nabatije-Sattel. Nach der Küste schließt sich ihnen ein seicht-faltiges Vorstück an. In der Breite von Saida hebt sich aus diesem der Rum-Sattel heraus. Im mittleren Libanon bildet den Kern des Gebirges der mächtige Glandarienkalk des Oberjura, dem die Faltungskraft nur eine große, doch in sich gewellte Antiklinale abzwängen konnte. In ihr verlieren sich die vorgenannten Faltenwellen. Straße und Bahn von Beirut nach Damaskus erschließen den Bau dieser breiten Antikline. Kleine Wellen begleiten aber auch den Mittelmeer-abhang des Mittellibanon. Im nördlichen Teile scheint wieder Auflösung in Einzelfalten zu herrschen.



Fig. 23. Die Gebirge Mittelsyriens: Libanon, Antilibanon, Hermon und Damaskus-Bogen. (Umgezeichneter Ausschnitt aus der geologischen Karte Palästinas von BLANCENHORN.)

10 = Jura, 9 = Ältere Kreide (nubischer Sandstein), 8 = Cenoman und Turon (z. T. mit Gault im Libanon), 7 = Senon, 6 = Eozän, 5 = Marines Miozän, 4 = Pliozän, 3 = Diluvium, 2 = Alluvium, 1 = Jungtertiäre und quartäre Basalte. Weiß = unbekannt. — Bruchlinien.

Streichende Verwerfungen von erheblicher Länge sind zahlreich. Doch sind nicht diese die strukturellen Grundlinien des Libanon: er besteht nicht aus zerbrochenen Tafelschollen, sondern aus zerrissenen Falten. Schollencharakter könnte einem schmalen Streifen am Mittelmeere zuerkannt werden, der unter dem Einfluß der sehr jungen Einbrüche des Levantinischen Beckens steht.

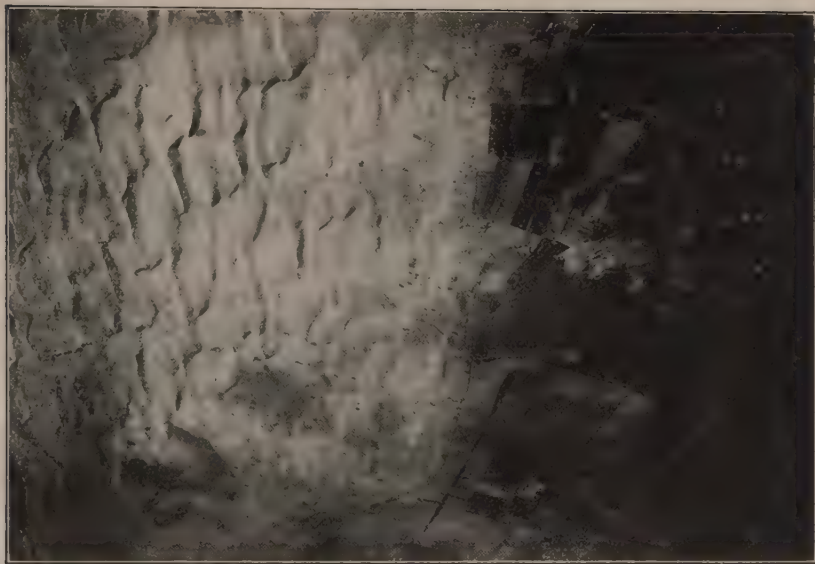
Die älteste Faltungsphase des Libanon ist voreozän, die kräftigste miozän: bei Tarabulus ist das Miozän im Dj. Terbol zu 635 m Meereshöhe emporgefaltet. Nagelfluhen zeugen von der beginnenden Bewegung.

Zur Eiszeit trug der Libanon eine beschränkte Vergletscherung. Noch heute eignen ihm und dem Hermon Flecken ewigen Schnees mit undeutlichen Stirnmoränen. Der Zederhain von Bscherre soll auf Moränenschutt stehen. — Karsterscheinungen sind auf seinen harten Kalken weit verbreitet; verästelte Höhlensysteme zeigen alte Flußläufe an.

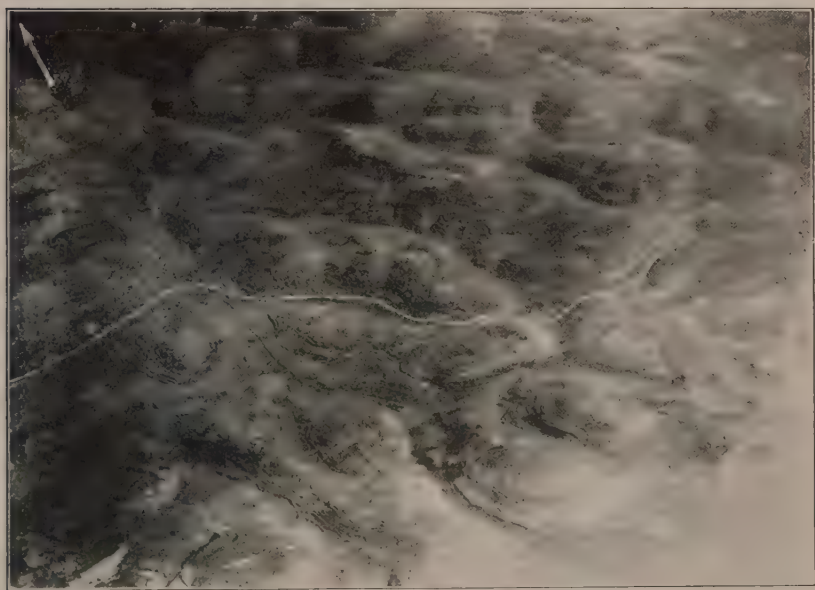
Die Täler des südlichen (und zentralen) Libanon scheiden sich in eine, dem Gebirgstreichen folgende, breite Längsrinne im Ober- und in eine schluchtartige Querrinne im Unterlaufe. So ist es beim Nahr el-Auali, ez-Zaharani, Damur und beim Leontes. Dieser entspringt in der Tiefe der Bekaa, und durchschneidet als epigenetisches Tal dessen Schotterfüllung. Bei Djisr el-Kurun tritt der Fluß ins Gebirge und durchbricht es in diagonalen Richtung, unbekümmert um Falten und Störungen. Unterhalb Kalaat esch-Schekif biegt er in enger Schlucht plötzlich nach Westen um, durchsägt die Falten des Libanon quer und erreicht mit OW-Lauf bei Tyrus das Meer. — Canyons zeichnen den Nahr Ibrahim, die Quellschlucht des Nahr el-Kelb aus, vor allem die 500 m tiefe Schlucht des Nahr el-Kadischah. Ihre Großartigkeit ist der eindrucksvollste Zug im Landschaftsbilde des Libanon: eine Flucht kahler Steilmauern bildet der Jurakalk. Reichsten Wechsel des Reliefs zeigen die Sandsteine der Unterkreide und Auflösung in tausend Einzelformen, zu denen bunter Pracht der kräftigen Farben tritt. Darüber lastet die graue Masse der jüngeren Kalke.

Bekaa. Wandert man über den Libanon gen Damaskus, so eröffnet sich auf dem Chan Mizhir ein seltsamer Niederblick: eine langgestreckte Talniederung, in das Herz des syrischen Gebirgslandes eingetieft, dehnt sich gegen Norden und Süden in unbegrenzte Ferne. Keine Hügelkette unterbricht die gleichförmige Ebene, durch die sich der Leontes silbern windet. 1500—2200 m zwischen Libanon und Antilibanon eingesenkt, läßt doch der Mangel ausgeprägter Gliederung, die gleichmäßige Abdachung der flankierenden Gebirge den großen Höhenunterschied zwischen ihren Kämmen und der Bekaa nicht recht zum Ausdruck kommen.

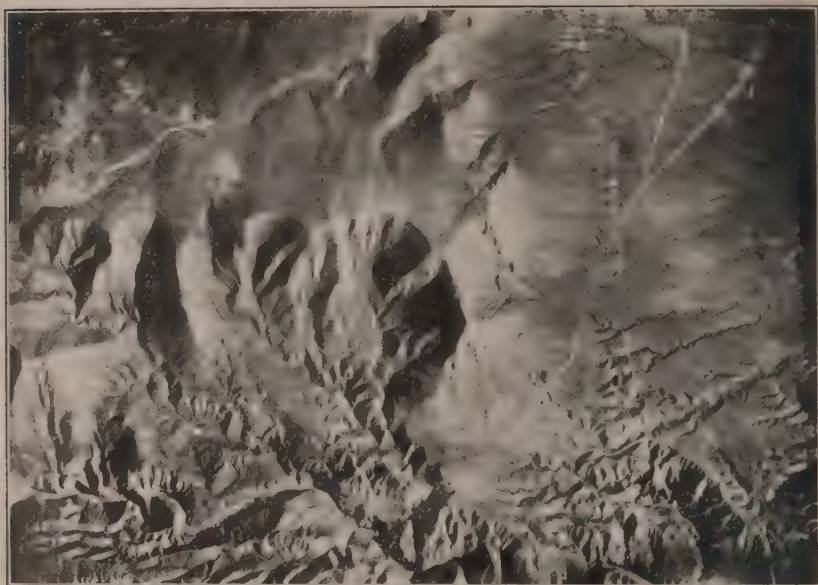
Die Bekaa, das alte Cölesyrien, ist die Fortsetzung des Jordangrabens. Seine Randverwerfungen setzen ungebrochen in sie über.



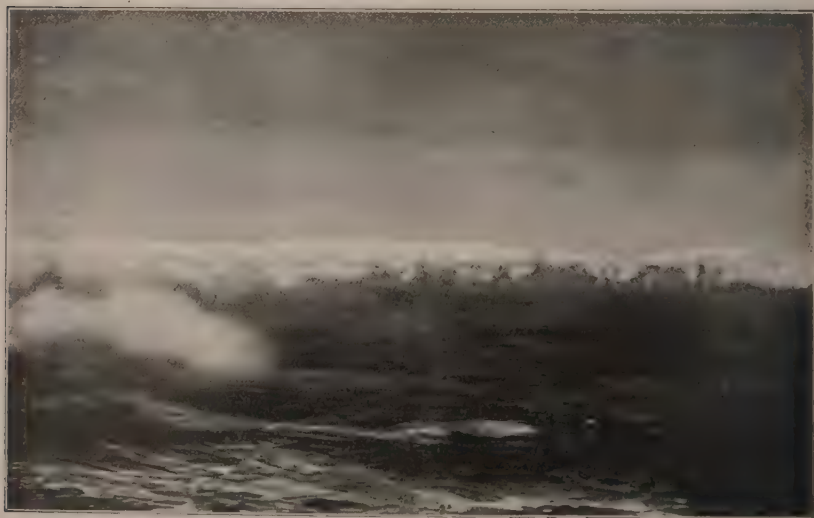
Kulturland und Dünen bei Haifa. Vorherrschende Windrichtung aus Südwesten.
(Fliegeraufnahme.)



Schichtstufenlandschaft bei Saris (im Nordwesten von Jerusalem).
(Fliegeraufnahme 1917 aus 3200 m Höhe.)



Landschaft bei Nebi Musa (an der Straße von Jerusalem nach dem Jordan). Die fast unzerschnittene Hochfläche Judäas wird in der Nähe des Jordan-Grabens von junger kräftiger Erosion heftig benagt. (Fliegeraufnahme 1918 aus 5000 m Höhe.)



Der Libanon mit Schneedecke, gesehen vom Bekaa-Graben bei el-Litani.

Als kurzer sperrender Riegel schaltet sich jedoch zwischen beide Gräben ein niedriges Hügelland ein, der Dahr el-Litani. Er stellt, von Querbrüchen begrenzt, eine weniger tief versenkte Sohlenscholle dar. Ihre Schichtlagerung läßt Muldenform erkennen.

Die Synklinale des Dahr el-Litani bildet weiterhin, nun aber stärker versenkt, den Untergrund des Bekaa-Grabens. Er erstreckt sich, 8 bis 14 km breit, zwischen Dschubb Dschennin und dem See von Homs in einer Länge von 120 km. Die ursprüngliche Trennungsfurche zwischen den Faltenbündeln des Libanon und Antilibanon-Hermon war eine schmale tiefe Einmuldung senoner und eozäner Schichten. Diese primäre Faltungsmulde wurde jedoch im Pliozän aus dem Verbande mit ihnen, als Libanon und Antilibanon aufsteigenden Flügeln gerissen und durch Versenkung an Staffelbrüchen zur Grabenscholle und -Sohle umgestaltet.

Der Syrische Grabenzug verläuft in Mittelsyrien in einer prachtvollen Faltenmulde, nicht in einer geborstenen Antikline, wie es die „Antiklinaltheorie“ für die Entstehung der Gräben fordert. Es ist zwar richtig, wenn KOBER den synklinalen Bau der Ur-Bekaa betont. Treffender aber ist es, ihre Bruchumformung zum Graben hervorzuheben. Mit dieser brechenden Umformung stimmt ihre seismische Regsamkeit überein. Diese macht sie und den Jordangraben zu Stoßlinien häufiger und oft schwerer Erdbeben.

Als jüngste Schichten bildeten sich in der Bekaa Süßwasserpliozän und pliozän-quartäre Konglomerate. Sie sind zum Teil von den Sohlenbrüchen gestört.

Antilibanon. DIENER charakterisiert den Antilibanon als „echtes Horstgebirge und wahren Gegenflügel des Libanon“. Er unterschied in ihm acht Bruchschollen als Baugrundstock. Die sie trennenden Brüche werden als Zersplitterung und Endigung der Jordanspalten aufgefaßt. Das zweite ist nicht zutreffend, das erste ergänzungsbedürftig.

Denn baulich maßgebend ist nicht diese Schollenzerlegung. Grundlegend ist vielmehr die miozäne Auffaltung: auch der Antilibanon ist ein zerbrochenes Faltengebirge. Der Aufstau erfolgte aus der gleichen W-Richtung wie in seinem westlichen Nachbarn. Beide ähneln sich baulich sehr. Nur ließ im Antilibanon die Nichtheraushebung des starren, faltungsabholden Glandarienkalkes einen reicheren Faltenwurf entstehen. Die Falten des Antilibanon entspringen im Hermon. Fünf solcher schneidet das Querprofil zwischen Bekaa und Damaskus: diejenige von Zebedani (DIENERS Scholle 1—3) und Chan Meithlun (Scholle 4) als Hauptachse des Gebirges; von Dimar (Scholle 5), Maarra und Kassiu (Scholle 6—8). Die westlichen beiden breiten, fast noch stehenden Antiklinen ziehen NNO. Sie sind zerpalten im tiefen, schottererfüllten Einbrüche von Zebedani, der von kleinen Basaltergüssen begleitet ist.

Die drei östlichen, schmäleren aber schwenken, in der äußersten stark nach SO überkippt, energisch NO ein. Letztere drei sind schon dem Damaszischen Bogen zuzurechnen.

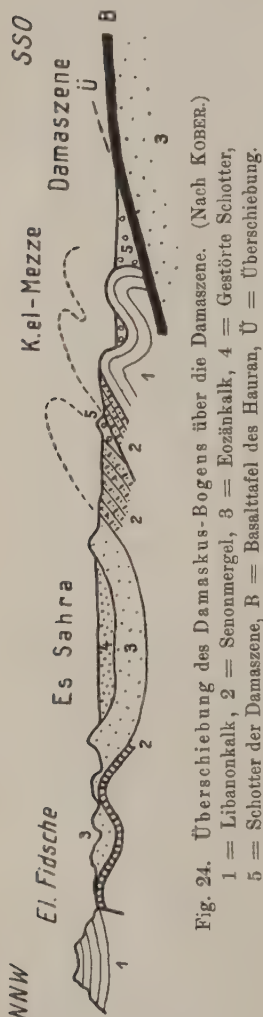


Fig. 24. Überschiebung des Damascus-Bogens über die Damazene. (Nach KOBER.)
1 = Libanionkalk, 2 = Senonmergel, 3 = Eozänkalk, 4 = Gestörte Schotter,
5 = Schotter der Damazene, B = Basalttafel des Hauran, Ü = Überschiebung.

Die Kassiu-Randfalte verdient besondere Beachtung. Ihre ganze, von allen Bewegungsbildern des Syrischen Bogens abweichende, fast liegende Struktur offenbart eine beträchtliche Bewegung nach SO über ein hemmendes Widerlager. Die scharfe tektonische Linie, welche die Basalte des Damazene von ihr und vom Damaskusbogen scheidet, ist keine Verwerfung oder eine „stehende Flexur von beträchtlicher Sprunghöhe“. Der Damaskusbogen ist vielmehr über die tiefere starre Damazene gedrückt, wenn diese Überschiebung auch kein bedeutsames Ausmaß haben mag. Die Basalttafel des Hauran taucht unter ihn ein — ein schwaches Abbild des Taurus, der sich ähnlich über Nordsyrien schiebt.

Hermon. Wurzelstock der Antilibanon-Falten, die sich gemächlich aus ihm loslösen, und des Damaskusbogens, ist der Große Hermon in seiner Tektonik nicht enträtselt. Von den Lavafeldern des Djolan gesehen, stellt sich der schneebedeckte Koloß als ebenmäßig geschwungener Rücken dar. Sein Kamm dacht gleichmäßig nach SW und NO ab, von keiner Einschartung unterbrochen. Während den Hermon nach dem Djolan zu eine ungliederte Wandflucht zur Tiefe bricht, vermitteln nach Cölesyrien schwache Stufen den Abfall.

Nimmt auch die Kreide, außer Senon, den größten Anteil an dem 700 qkm überdeckenden Massiv, so heischt doch der Jura stärkere Aufmerksamkeit. Dieser findet sich am Gipfel — unterer Glandarienkalk am Kasr Antar — und an seinem Südhange — Callovien

und Unteroxford, zuerst von O. FRAAS gefunden, bei Medschd esch-Schems. Die Lagerung des letzteren deutet auf kräftige Komplikationen im Faltenbau des Hermon hin, dessen Schlüssel hier liegt.

Der Hermon stellt sich als großes, mäßig SO geneigtes Hauptgewölbe aus Jura dar, das von Kreide ummantelt wird. Er wird von

Brüchen zerstückt, die nach den unsicheren Berichten steil stehen oder SO, wahrscheinlicher NW einfallen. An das Hauptgewölbe legt sich am Südhange ein neues Element, die „Schuppen“ des Jura von Medschd esch-Schems, deren Schichten nach SO fallen.

Dies durch die „Jura-Schuppen“ gekennzeichnete Element ist eine besondere tektonische Zone des Hermongebirges, die von seinem Hauptgewölbe überschoben ist. Die Medschd esch-Schems-Zone dürfte sich aus einzelnen, stark geneigten, durch NW fallende Störungsflächen zerrissenen, heftig verquetschten Falten zusammensetzen. Intensiver Zusammenstau verrät sich in ihr. Die liegende Falte des Dj. Kassiu, der in die streichende Fortsetzung der Schems-Zone fällt, dürfte eine Analogie zu diesem Baue sein.

Die Schems-Zone ist der Anfang des Damaskus-Bogens: Wie dieser am Dj. Kassiu über das Vorland der Damaszene bewegt wurde, so stellt auch die wichtige „Hermon-Linie“ DIENERS, die das Hermon-massiv vom fast horizontal-schichtigen Vorlande trennt, den Rand des südostwärts wenig über den Djolan geschobenen Hermon dar.

Damaskus-Bogen. Aus den „Jura-Schuppen“ am Südhange des Hermon leiteten wir die Anfänge des Damaskus-Bogens. Wir fügten ihm die drei Ketten des Antilibanon-Fächers zu. Die Fortsetzung dieser selben tektonischen Zone jenseits der Straße Damaskus—Nebek—Homs wurde auch als „Palmyrische Ketten“ bezeichnet. In ihnen handelt es sich um drei, nach NO auseinander tretende Züge. Locker gestellt und getrennt durch tiefe Längstäler, durchwandern sie den Raum zwischen der Damaszene und der palmyrischen Wüste. Faltung ist bei allen deutlich. Die Gipfel bilden harte Eozänkalke („Wüstenkalk“).

Diese drei Züge sind der Dj. el-Gharbi, el-Wustani und esch-Scherki. Dj. el-Gharbi setzt die Maarra-Antikline fort. Er endet in niedrigen Hügeln an der Oase von Mehin. Wustani, die Kassiu-Antikline verlängernd, erstreckt sich über 90 km weit bis zur Oase Karieten. Scherki, mit scharf geprägten Umrissen die ausdrucksloseren Formen der Nachbarn verdunkelnd, entspringt bei Dumer aus der Damaskus-Niederung. Beschnitten durch eine kurze Querverschiebung der Hermonlinie, den Überschiebungsrand des Faltenlandes gegen SO, steigt er als neue Kette des Damaskus-Bogens über ihr auf. Der scharf gefaltete er-Ruwak spaltet sich von ihm ab, übernimmt aber schließlich die Rolle der Hauptkette und wird zur bedeutsamsten des Bogens. Bei Palmyra nähert sich Dj. Ruwak dem ungefalteten Hochplateau esch-Schumerije. Zwischen beiden öffnet sich der Paß der Gräberstraße, an dessen Ostausgange die überwältigenden Trümmer der „Königin der Wüste“ emporragen. Er wies der ältesten und wichtigsten Karawanenstraße zwischen Mesopotamien und Mittelmeer den Weg. Noch 50 km bis Suchne verfolgbar, scheint sich die lange Ruwak-Kette in diesem fast unbekannten

Teile der syrischen Hammada zu verlieren. Vielleicht entsendet sie Ausläufer im Dj. Bischri bis zum Euphrat.

Die Richtung des Damaskus-Bogens stimmt auffällig mit der des Cypernbogens überein. Eine Erklärung hierfür ist nicht schwierig zu geben.

Palmyrische Wüste. Im Norden des Damaskusbogens dehnt sich die Palmyrische Wüste mit Dj. esch-Schumerije und Bilas. Ihr ungefalteter Untergrund ist Senon und Eozän. Während des Miozäns drang das Meer von Norden her bis in sie vor. Im Pliozän aber flutete durch die Senke von Homs das Mittelmeer herein. Pliozäne marine Mergel wurden bei el-Forklus zu 650 m Meereshöhe gehoben.

3. Nordsyrien

In Nordsyrien mindert sich der Aufstau des Syrischen Bogens. Doch läßt er sich bis an die Tauriden verfolgen. Im Osten beider dehnt sich die Tafel der nordsyrischen Wüste, spitzwinklig nach Norden zwischen Afrin und Euphrat bis gegen Marasch vorgreifend.

Zwischen Libanon und Dj. Ansarije, der an jenes Stelle die Küste begleitet, schiebt sich trennend die niedrige Quersenke von Homs. Sie wurde im Miozän als Quergraben angelegt und ließ im Pliozän das Mittelmeer bis in die palmyrische Wüste vordringen. Danach füllten Basaltergüsse die Senke wieder auf. In derselben Zeit wurde die Basaltfüllung von NS-Brüchen betroffen: die kleine Bekaa (Bukeia) sank als schmaler Graben ein. Steht sie auch nicht als Talfurche in ununterbrochener Verbindung mit den Gräben Bekaa und Ghab, so ist sie doch Teil des Syrischen Grabenzuges.

Den Dj. Ansarije, die Fortsetzung des Libanon, zeichnet meridionales Streichen und Fehlen des Jura aus. Oberkreide und Eozän — als Nummulitenkalk und Hornsteinschichten — beherrschen das Bild. Dazu tritt marines Pliozän. Jungtertiäre Basalte sind verbreitet: bei Banjas erhebt sich eine Gruppe von Ausbruchspunkten, deren einer das Kreuzfahrerschloß Kalaat el-Markab trägt. In der Küstenebene finden sich diluviale Meeresablagerungen.

Dj. el-Ansarije erbaut sich aus einer stehenden breiten Antikline, der sich schmalere Wellen seitlich anlegen. An seinem NW-Ende, vor dem Casius Mons des Cypernbogens, verlaufen (? frühpliozäne) Dislokationen in NW-Richtung. Auch soll sich das Gebirge in diese Richtung umbiegen, so eine „Verbindung“ mit dem Casius anstrebbend. Die wenig geklärte Tektonik dieses Gebietes spricht weniger für eine organische Verwachsung zwischen Syrischem und Cypern-Bogen, als für eine Überwältigung des ersteren durch den zweiten.

Im Osten wird Dj. Ansarije vom Graben des Ghab scharf begrenzt. In dieses tritt der Orontes (Nahr el-Asi), nachdem er zwischen Homs und Kalaat Sedjir um den Dj. el-Arbain einen scharfeckigen Umweg gen Osten beschrieb. Das meridionale Ghab, ein nur schmaler Graben, wird auf den Flügeln von den Steilmauern des Dj. Ansarije und el-Ala eingeschlossen. Seine Sohle ist erfüllt von jungpliozänen Grabensee-Sedimenten und quartären Schottern, weiter im Norden von eingebrochenem älteren Tertiär, und von Basaltdecken. Der pliozäne Ghab-Graben versenkt den Kern einer Faltenmulde zwischen Ansarije und Ala. Es sind also Verhältnisse wie am Bekaa-Graben, nur in viel leichter gefaltetem Gebiete. Der Graben hält über Djisr esch-Schugr hinaus an, im Westen begleitet vom Bruchrande der Miozän-Tafel (?) des Dj. el-Koser, im Osten von den Staffeln des el-Ala, bis die Niederung el-Amk sie alle aufnimmt.

Landein des Ghab breiten sich ausgedehnte Eozängebiete, bezeichnet als el-Ala und el-Bara. Deren Ketten streichen NO. BLANKENHORN vergleicht ihren Bau dem des Antilibanon, was auf leichte Faltung schließen ließe: drei, durch Brüche getrennte „Schollenstreifen“ lassen sich scheiden. Zwischen ihnen ziehen grabenförmige Depressionen, so das Tal ed-Rudj, ein Parallelgraben zum Ghab. Die östlichste Scholle fällt steil gegen die Wüstentafel an der Eisenbahn Homs-Aleppo ab.

Das innere Nordsyrien ist wenig erforschtes Kreide-Tertiär-Tafelland. Unter ihm soll am Dj. el-Ala bei Selemije Hornblendegranit hervorschauen. An seinem Südrande, gekennzeichnet durch die Plateaustufen des Dj. esch-Schumerije, el-Amir und el-Bilas, finden sich Senon und Eozän, wie im Damaskus-Bogen. Die NO-Richtung dieses fast ununterbrochenen Tafelrandes nimmt der Dj. el-Bischri bis an den Euphrat hin auf. Er besteht wohl im Ostteile aus der miozänen Salz-Gips-Formation, die eine Basaltdecke überlagert.

Basaltische Bergrücken in SO—NW-Richtung entragen den fast ebenen Wüstenflächen Innersyriens, so der 60 km lange Dj. el-Hass und der Dj. esch-Schbeh. Östlich von Marrat en-Noman breitet sich eine weite Basaltdecke aus. Diese Basalte sind frühestens miozän. Ausgedehnte Salzsümpfe stehen über den abflußlosen Senken Match und Sabcha.

Nördlich des 36.° n. Br., zwischen Afrin- und Euphrattale, bleibt es bei der gleichen einförmigen, von Störungen kaum betroffenen Tafellagerung. Senone Kreidemergel und -Kalke herrschen vor. Auf sie legt sich in der Linie Kiliz—Aintab—Rumkale das Eozän. Um Aleppo dehnt sich ein Becken marinen Miozäns: das Meer drang auf einer Depression herein, die dem heutigen Orontesunterlaufe entspricht. Die Basalte dieses Gebietes sollen sich jedoch zu NO-Zügen ordnen, parallel den Taurusfalten.

E. Grenzregion zwischen Eurasien und Afrika in Nordsyrien

Die Grenze zwischen Syrien und Kleinasien, die Nordsyrien durchschneidet, bedarf noch sehr der Erforschung. Wir ziehen die Naht zwischen eurasischem und afrikanischem Gebiet aus regionalgeologischen Gründen vorläufig in dieser Weise: Der Dj. el-Akra (Casius Mons) und der Zug Kisil—Alma—Giaur Dag (Amanus Mons), das Kurdengebirge verbleiben für Kleinasien. Diese sind Glieder der äußersten tauridischen Randzone, deren Fortsätze gegen Westen von Einbrüchen des Mittelmeeres zur Tiefe gezogen wurden. Alles Land südlich einer, durch diese Gebirge markierten Linie ist afrikanisch. Diese Linie nennen wir die Afrin-Linie.

RUSEGGER und DIENER machten früh auf gewisse Unterschiede in den Regionen jen- und diesseits der Afrin-Linie aufmerksam. Nach ihnen sind im Kleinasiatischen Syrien jungkretazisch-eozäne grüne Gesteine verbreitet — Serpentin, Gabbro, Norit, Peridotit —, die dem afrikanischen Gebiet fehlen. In ihm erumpierten dagegen vom mittleren Tertiär ab basaltische Laven. — Diese provinziellen Unterschiede sollten nicht zu scharf betont werden: Grüne Gesteine, deren Aufquellen mit frühen Faltungsbewegungen in der mediterranen Geosynklinale zusammenhängt, sind auch über die Grenze der Tauriden-Faltung hinaus vorgedrungen, was übrigens auch gilt für das Vorland des Omanbogens. Viel weniger stimmt eine provinzielle Trennung für die Basalte: diese, als Angehörige der jungtertiären Bruchtektonik, erstrecken sich ja aus Syrien bis tief nach Kleinasien hinein. Abweichungen sind ferner erkennbar in der faziellen Ausbildung der mesozoisch-tertiären Sedimente beider Gebiete, wie in der Art ihrer Schichtfolgen. So spielen in den taurischen Randketten alttertiäre Flysche eine große Rolle, die dem Syrischen Bogen fehlen. Unterkreide ist in den Tauriden nicht nachgewiesen. In beiden Regionen aber transgrediert die Oberkreide. —

Den Bau des Landes nördlich der Afrin-Linie zu schildern, fällt aus dem Rahmen dieser Darstellung. Weniges muß genügen.

Dj. Ansarije und Akra treten eng aneinander. Dj. Akra nimmt das NO-Streichen der Tauriden energisch auf: seine Falten stellen sich fast quer vor das Nordende des Ansarije. Die Oberkreide wird von Serpentin durchschlagen, der umwandelnd auf sie einwirkte. Eozän scheint dem Casius zu fehlen. Er bildete im Eozänmeere bereits eine Aufrichtung als Folge seiner ältesten mediterranen Faltungsphase. Seine Hauptfaltung aber ist die altmiozäne. Pliozäne (und quartäre) Brüche, meist NW verlaufend, zerstückten das Gebirge. Sie sind Begleiter der mehr-

aktigen Zerbrechung der Landverbindung zwischen Kleinasien und Cypren, wie der Absenkung des Golfes von Iskenderun und seiner weiteren Umrahmung.

Die bunte Folge der Ablagerungen in den Ebenen von Antiochia und el-Amk verdeutlicht die seit dem Miozän kaum ruhenden Bodenbewegungen in Nordsyrien. Sie waren von einer vielgestaltig und rasch sich wandelnden Verteilung von Meer und Land begleitet. Im Oberpliozän stand über el-Amk nur mehr ein Süßwassersee.

Zwischen Afrin- und Kara Su-Tale breitet sich das Kurdengebirge, ein miozän, doch nur gering gefaltetes, zumeist als tauridisch betrachtetes Gebirge. NO-Streichen ist festgestellt. An seinem Ostfuße stößt die Horizontalschichtung der nordsyrischen Tafel gegen seinen Faltenwurf. Grüne Gesteine spielen eine sehr große Rolle, so Serpentin, aus Olivengabbro und Lherzololith entstanden. Gebirgsbildend treten sie hervor in der Sarkaja, im Hauptkamme und in der Hochebene Kawaer. — KOBER erwägt, ob die Grüngesteine von Kawaer nicht den Kalken des Kurdengebirges als Deckscholle auflagern könnten. Besteht diese Vermutung zu Recht, so wäre der Grundstock des Kurdengebirges wohl noch Teil des Syrischen Vorlandes, vielleicht eine nach NO umschwenkende Fortsetzung des Syrischen Bogens. Auch die schwache Faltung könnte für diesen Zusammenhang sprechen. Ist dem wirklich so, dann müßte die Afrin-Linie in den Westen des Kurdengebirges verlegt werden.

Bei Marasch am Ak Su stehen wir wieder an der Grenze des Taurus und der eintönigen nordsyrischen Tafel. Diese treibt hier ihre äußerste Nordecke keilförmig in ihn vor. Eindrucksvoll enthüllt sich der landschaftliche Gegensatz zwischen Faltungsgebiet und Vortafel. Langsam steigt die Tafel nordwärts an. Dann bricht sie in Staffeln mauerartig, weithin als Absturz nach SW zu verfolgen, zur schottererfüllten Niederung des Ak Su ab. Jenseits aber zieht „wolkenragend eine wilde Flucht zerrissener Kämme, die Ketten des taurischen Systems“ im Achyr Dag. —

Setzt der Syrische Grabenzug in den kleinasiatischen Gebirgsbau hinein fort? Über die Ebene el-Amk hinaus führt NNO ein geradliniges Tal, das Giaur Dag und Kurd Dag trennt. Es wird vom Kara Su und Ilgin Tschai entwässert. Junge „doleritische“ Laven füllen die Senke an, die Herdlinie verheerender Erdbeben ist. SCHAFFER sah diese 150 km lange Furche als Grabenbruch an. SUESS, FRECH und OSSWALD sind der gleichen Ansicht. BLANCKENHORN nimmt muldenartige Voranlage der Senke an; die Mulde wurde später umgestaltet durch Brüche, die dem syrischen Grabensystem zugehören.

KOBER leugnet die Natur des Kara Su- und Ilgin Tschai-Tales als eines Grabeneinbruches. Es sei zwar morphologisch, aber nicht tektonisch ein Graben; beide Seiten entsprächen sich tektonisch nicht:

„die Grabensohle sei kein Bruch, sondern die Überschiebung“ der Tauriden über die syrische Tafel.

Die Dürftigkeit der Beobachtungen läßt diese Deutung des Baues im Endgebiet der syrischen Gräben als möglich erscheinen: Der Kara Su-Graben folgt einer miozänen Faltenmulde zwischen Amanus und Kurdengebirge, ähnlich wie die Bekaa einer solchen zwischen Libanon und Antilibanon. Nach der Überschiebung der Tauriden über die Tafel, ihr Vorland, brach entlang dieser primären Mulde der Graben im unteren Pliozän ein, und zwar durch Decke und Unterlage. Grüne Gesteine der Tauriden liegen nun in seiner Sohle neben jungen Laven, die im Gefolge des Einbruchs empordrangen. — Der Kara Su-Graben ist Schlußstein des syrischen Grabenzuges, der ohne Fortsetzung vor dem alten Massiv des Achyr Dagh erlischt.

Für die regionaltektonische Einordnung Syrabians zwischen das übrige Afrika und Asien könnte folgendes gelten: Die Bruchränder der syrabischen Scholle gegen den erythradischen Graben stoßen an der Straße el-Mandeb fast in rechtem Winkel aufeinander. In ihre Umrahmung durch die syrisch-taurisch-iranischen Faltengebirge dringt sie im ungefalteten Nordsyrien mit scharfer Ecke vor. Um diese Ecke nun erlitt Syrabien eine geringe Verschiebung, die auf Asien gerichtet ist. Es führte gegenüber seiner afrikanischen Muttermasse eine von deren Bewegungsrichtung abweichende Lageänderung aus. Diese wiederum läßt den erythreischen und adischen Graben als Zerrungsgraben anerkennen.

Literatur

- BALL, Geogr. and Geol. of West-Central Sinai. Cairo 1916.
 —, The African Rift Valleys. Geogr. J. London, Bd. 56, 1920, S. 505.
 BARRON, T., The top. and geol. of the peninsula of Sinai (Western portion). Cairo 1907.
 BERG und BLANCKENHORN, Carte géol. internationale de l'Europe. Blatt 41 u. 48.
 BLANCKENHORN, M., Geol. der näheren Umgebung von Jerusalem. Zeitschr. d. Deutsch. Palästina-Vereins 28, 1905.
 —, —, Neues zur Geol. Palästinas und des ägypt. Niltals. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 62, 1910.
 —, —, Syrien, Arabien und Mesopotamien. Handbuch der reg. Geol., Heidelberg 1914.
 —, —, Entstehung und Geschichte des Toten Meeres. Zeitschr. d. Deutsch. Palästina-Vereins XIX, 1896.
 —, —, Die Strukturlinien Syriens und des Roten Meeres. Richthofen-Festschrift. Berlin 1893.
 —, —, Kurzer Abriß der Geol. Palästinas. Zeitschr. d. Deutsch. Palästina-Vereins, 1912.
 BLANFORD, W. T., Note on Maskat and Massandim. Oldhams Annual Report. Geol. Survey of India for 1871. Calcutta V. 1872.
 CARTER, H. J., Memoir of the Geol. of the South East Coast of Arabia. Journ. Bombay Branch R. Asiat. Soc. 1852.

- COUYAT-BARTHOUX und DOUVILLÉ, H., Le Jurassique dans le désert à l'est de l'isthme de Suez. C. R. Acad. Sc. Paris 157, 1913 II, S. 265.
- COX, LESLIE R., A Triassic Fauna from the Jordan Valley. Ann. and Mag. of Nat. Hist. 14, 1924, S. 52.
- DEPÉRET et FOURTAU, Sur les terrains néogènes de la Basse-Égypte et de l'Isthme de Suez. C. R. Ac. Sc. Paris 1900, S. 401.
- DIENEMANN, W., Älteres Paläozoikum von Südsyrien und Westarabien. Centralbl. f. Min. 1915, S. 23.
- DIENER, CARL, Libanon, Grundlinien der phys. Geogr. u. Geol. von Mittelsyrien. Wien 1886.
- , —, Note on some fossils from the sedimentary rocks of Oman (Arabia). Records of the geol. Survey of India XXXVI, 1908.
- DOSS, BRUNO, Die basaltischen Laven und Tuffe der Provinz Hauran und vom Direct-Tullul in Syrien. Inaug.-Dissert. Leipzig-Wien 1886.
- FINCKH, L., Beitrag zur Kenntnis der Gabbro- und Serpentinegesteine von Nordsyrien. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1898.
- FRAAS, OSCAR, Aus dem Orient. Württ. naturw. Jahresh. 1867.
- FUCHS, E., Beitrag z. Petrographie Palästinas und der Hedschasprovinz. Neues Jahrb. f. Min. 1916, Beil.-Bd. 40, S. 533.
- , TH., Die geolog. Beschaffenheit der Landenge von Suez. Denkschr. d. Akad. d. Wiss. Wien 1879.
- HOPPE, W., Aufbau und geolog. Geschichte der Sinaihalbinsel. Naturwiss. Wochenschr., N. F., 20. Bd., 1921.
- , —, Jura und Kreide der Sinaihalbinsel. Zeitschr. d. Deutsch. Palästina-Vereins 1922, S. 61.
- HULL, EDWARD, Memoir on the Geol. and Geogr. of Arabia Petraea, Palestine and adjoining districts. Survey of Western Palestine, 1889.
- HUME, W. F., The top. and geol. of the Peninsula of Sinai. South-Eastern Portion. Cairo 1906.
- , —, Rift valleys of Eastern Sinai. Geol. Mag. 1901, S. 198.
- HUME, FOURTAU, MOON, SADEK, Jurassic and Lower Cretaceous Rocks of Northern Sinai. Geol. Mag. 58, 1921, S. 339.
- ISSEL, ART., Morfologia e genesi del Mar Rosso. Terzo Congresso geograf. italiana. Firenze 1899.
- KING, W. B. R., Cambrian Fossils from the Dead Sea. Geol. Mag. 1923, S. 507.
- KLEBELSBERG, R. v., Ein Beitrag zur Kenntnis des Sinai-Carbons. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 63, 1911, Mon.-Ber. S. 594.
- KOBER, L., Geol. Forschungen in Vorderasien. I. und II. Teil. Denkschriften der math.-naturwiss. Kl. d. Akad. d. Wiss. Wien, 1915 und 1919.
- KRENKEL, E., Die Schwerestörungen am Graben des Roten Meeres. Centralbl. f. Min. 1923, S. 297.
- , —, Der Syrische Bogen. Ebenda 1924, S. 274.
- KRUMBECK, L., Die Brachiopoden- und Molluskenfauna des Glandarienkalkes. Beitr. zur Pal. u. Geol. Österr.-Ung. u. d. Orients, Bd. 18, 1905.
- LLOYD, R. E., The Geology of the Aden Hinterland. Records of the Geol. Survey of India, Bd. 38, 1910.
- MOON und SADEK, Top. and Geol. of Northern Sinai. P. I. Petrol. Res. Bull. N. 10, Cairo 1921.
- NEWTON, R. B. and CRICK, G. C., On some Jurassic Fossils from Arabia. Ann. a. Mag. of Nat. Hist., Ser. 8, vol. II, London 1908.
- , —, On a Marine Jurassic Fauna from Central Arabia. Ebenda Ser. 9, 1921.

- NOETLING, FRITZ, Der Jura am Hermon. Stuttgart 1887.
- PHILBY, J. B., Across Arabia from the Persian Gulf to the Red Sea. Geogr. J., London 1920, Bd. 56, S. 446.
- PILGRIM, G. E., Geology of the Persian Gulf. Mem. Geol. Surv. India 1908, Bd. 34.
- PÖTZ, W., Beitr. zur Kenntnis der basaltischen Gesteine von Nord-Syrien. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1896, S. 522.
- RANGE, P., Begleitworte zur geol. Karte der Isthmuswüste. Zeitschr. d. Deutsch. Palästina-Vereins 1922, S. 48.
- , —, Die Geologie der Isthmuswüste. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 72, Mon.-Ber., 1920.
- , —, Die Geologie der Küstenebene Palästinas. Ebenda Bd. 73, 1921, Mon.-Ber. S. 194.
- , —, Geol. Karte der Küstenebene von Palästina. Ges. f. Palästinaforschung, 8. Veröff., Berlin 1922.
- SCHÜRMANN, E., Beitrag zur Geol. der westlichen Sinaihalbinsel. Neues Jahrb. f. Min. 1916, II, S. 149.
- STÜBEL, ALF., Das nordsyrische Vulkangebiet. Leipzig 1903.
- SUESS, ED., Die Brüche des östl. Afrika. Denkschr. d. math.-phys. Kl. d. k. Akad. d. Wiss., 58. Bd., Wien 1891.
- TAUBENHAUS, H., Die Ammonoiten der Kreideformation Palästinas und Syriens. Zeitschr. des Deutsch. Palästina-Vereins 43, 1920, S. 1.
- TIPPER, G. H., Notes on Upper Jurassic fossils coll. by C. LLOYD. Rep. Geol. Survey India, 38, S. 336.
- VÉLAIN, Description géol. de la Presqu'île d'Aden et de l'île de Réunion. Paris 1878.
- VREDENBURG, E. W., Petrological Notes on the rocks coll. by Capt. LLOYD. Report Geol. Survey India, 38, S. 321.
- WALTHER, JOH., Die Korallenriffe der Sinaihalbinsel. Abhandl. d. math.-phys. Kl. d. k. sächs. Ges. d. Wiss. XIV, Nr. 10, 1888.
- WETZSTEIN, Reise in die beiden Trachonen und um das Hauran-Gebirge. Zeitschr. f. allgem. Erdkunde, Berlin 1859, S. 109, 265.

7. Kapitel. Egynubien

A. Überblick über Egynubien

In breiter Front drängt der Osten des Nordafrikanischen Wüstengürtels, den wir am 25.° ö. L. beginnen lassen, mit seinem unübersehbaren und fast noch unbekannten, dünedurchpflügten Sandmeere, der Libyschen Wüste, gegen das Nilland Egypten vor. Er überschreitet die schmale Kulturoase des Niltals und endet als Arabisch-nubische Wüste am Fuße des Hochgebirges Etbai. Der Etbai, der Ost- rand der größten Ebene der Erde, begleitet den Erythreischen Graben. Dieses lange, sich nach SW stark verbreiternde Wüstengebirge ist ein Ausläufer des kristallinen Sockels Ostafrikas, der in Nubien und im englischen Sudan nun durchaus herrschend ist. So vereinigt in sich die Großregion Egynubien Charaktere der Wüstentafel mit solchen des Ostafrikanischen Grundgebirges, ähnlich wie es in Syrien geschieht.

Beanspruchen Etbai und Wüstenplatte sicherlich den Rang von geologischen Einheiten, so muß ihnen als dritte, zwar weniger auffällige, aber doch bemerkungswerte der lückenhafte Zug des Syrischen Faltenbogens in Nordegypten zur Seite gestellt werden. Die Gräben des Roten Meeres und von Suez, die vierte Einheit, wurden bei der syrabischen Region besprochen. Als letzte schließt sich Nubien und der ägyptische Sudan an, ersteres noch mit südwärts abtönenden wüstenhaften Zügen, der östliche Sudan aber bereits durchaus mit den Charakteren der afrikanischen Grundgebirgslandschaften. —

Der Etbai hebt sich im Quellgebiet des W. Tarfa aus der Sedimentplatte der Südlichen Galala heraus. Er birgt eine lange Reihe hoher Gipfel: den Gharib (1750 m) aus Hornblendegranit, den Duchan (1670 m), den Dj. Schaib (2184 m)¹⁾, Dj. Hamata (1978 m) nahe Ras Benas. Dj. Duchan ist der „Mons porphyrites“ der Römer, aus dessen Porphyritbrüchen unter Kaiser Trajan und Hadrian der „Kaiserliche Porphyry“ ausgebeutet wurde. Gewaltige Blöcke für Bauten und Sarkophage gewannen die alten Ägypter aus dem Hornblendegranit des Mons Claudianus (Dj. Fatira). Südlich W. Hodein folgt der Serpentinstock des Dj. Djerf (1258 m) und Korabkansi (1230 m), der Dj. Is (1736 m) und Obkeik (1850 m) aus Granit nahe der ägyptischen Südgrenze. Bei Ras Hadarba erheben sich die isolierten Gruppen des Dj. Elba (1435 m), Schendib (1917 m) und Assotriba (2216 m). In Nubien schwingt sich das Randgebirge, nach zunächst starker Erniedrigung, im Dj. Erba (2217 m) und Oda (2260 m) zu seiner größten Höhe auf.

Der Etbai ist aufgebaut aus gefalteten präkambrischen Sedimenten und intrusiven Gesteinen verschiedener Art samt ihren Effusiven und Gangfolgen. Seine Auffaltung liegt vor dem Ende des Algonkiums. Im Mesozoikum ragte der Etbai, ein Glied des kristallinen hochgelegenen Kerngebietes inmitten der syrabisch-egynubischen Region, als Mittelgebirge über die umgebenden Rumpfflächen empor. Das Kreide- und Eozänmeer hat ihn niemals mit seinen Sedimenten völlig eingedeckt. Doch drangen Arme des Oberkreidemeeres weit in seine breiten Täler ein, so im W. Garara-Hodein.

Die jungkretazisch-tertiäre Tektonik hat den Etbai mannigfach in Mitleidenschaft gezogen.

Im nördlichen Ägypten wird der Westfuß des Etbai von einem Bande niedriger Vorhügel gesäumt, die bald als breite Kegel und Kuppen, bald als dachförmige Rücken gestaltet sind. Obgleich hier und da von höheren Einzelbergen unterbrochen, verschmelzen doch diese Vorhügel, von den Höhen des Etbai gesehen, zu einem unauflösbaren

¹⁾ Gharib bedeutet nach SCHWEINFURTH Majestät, Duchan Berg des Rauches, Schaib aber der Greis.

Berggewirr. Erst gegen Abend, mit wachsenden Schatten, heben sich die sie zerlegenden, reich verzweigten zahllosen Talrinnen und -furchen kräftiger heraus. Breite, bereits aus dem Gebirgsinnern kommende Senken, die ebene Sohle mit feinem, helleuchtendem Geröll bestreut, sammeln sie auf und führen sie aus dem Gebirge heraus.

Diese Vorhügelzone, der vielleicht eine besondere tektonische Stellung zukommt, weit überragend, starren in stolzem Aufbau die Gipfel der „egyptischen Kordillere in die Luft, Wirbelglieder des Gebirgsrückgrates“ (SCHWEINFURTH). Diese, unter sich zu einem beherrschenden Hauptkamme nicht vereinten, sondern durch weite, talartige Niederungen geschiedenen zentralen Massive mögen wenigstens zum Teil durch Längs- und Querbrüche voneinander getrennt sein, längs deren die Kräfte der Abtragung erweiternd und vertiefend arbeiteten. „Schon in der Starrheit, mit der diese Gebirge ansteigen“, sagt GUESSFELD, „liegt etwas Abstoßendes, fast Unheimliches. Die kräftig rote oder schwarze Färbung, die schuttlose Nacktheit der Hänge, ihr unvermitteltes Aufsteigen aus der ebenen, feinkiesigen Unterlage erhöhen diese Wirkung“.

Die Zentralstöcke enden meist nicht als Pyramiden oder Kegel, sondern in scharf ausgezackten Kämmen — „Hahnenkämmen“ — mit vielen, nahezu gleich hohen Spitzen. Einzelne dieser Finger mögen 1000 m aufragen. Ihr Hauptgestein, der Granit, zerfällt entweder in glattwandige gewaltige Platten, die unersteigbare senkrechte Stufen oder schief abfallende Tafeln am Gehänge der Berge bilden. Oder auch in massige Blöcke mit abgerundeten Umrissen. Abschuppung arbeitet an der Verkleinerung der Granitwände: ihre Oberfläche ist blättrig zersetzt. Dicke Krusten gänzlich zermürbten Gesteins haften ihr an, die auch von kräftigen Regengüssen kaum weggewaschen werden. Abgesprengte fußdicke und dünnere Scherben häufen sich am Fuße der Platten und Blöcke und harren hier der weiteren Zerstörung. Daneben zerfressen die Wände tiefe Löcher und Gruben.

Nicht selten bestimmen im Etbai harte, schwer verwitternde Quarzporphyre Form und Lauf der Gipfel, die Talbildung dagegen die leicht zersetzbaren diabasischen Gänge.

Nach Osten fällt der nordegyptische Etbai steil ab: so stößt Dj. Gharib ohne alle vermittelnden Vorhügel mit seinem 1600 m hohen Absturze unmittelbar an die Küstenebene des Roten Meeres¹⁾.

Die Wüstentafel zeigt ruhige Lagerung. Doch wird sie von Brüchen in verschiedenen Störungssystemen durchsetzt. Kreide und Tertiär bauen sie auf. Im Süden herrscht oberkretazischer nubischer

¹⁾ Die Region des Etbai war mit ihren kräftigen roten Farben das „Rotland“ (To Scher) der alten Ägypter. Von diesem Rotland stammt auch der Name des Roten Meeres. „Schwarzland“ hieß das Niltal.

Sandstein vor. Nach Norden nehmen kalkige Absätze immer größere Flächen ein. Als Faltenstreifen durchzieht sie der Syrische Bogen.

Am Fuße des Etbai beginnt die — unrichtig Tafellandschaft genannte, viel treffender als Gebirgswüste zu bezeichnende — Arabisch-nubische Wüste in Höhen von 1000 und mehr Metern. Ihre durchschnittliche Höhenlage mag 5—600 m betragen; sie nimmt nach dem Niltale hin ab. Wie ein reich verästeltes Arteriennetz durchziehen weitverzweigte Täler diese Wüste. Die bedeutendsten ihrer Trockensysteme, das des W. Alaki und Quene, dringen tief in das Herz des Etbai ein. Den von diesem nach Gewittern herabstürzenden Wasserfluten verdankt die Arabische Wüste ihr durch Plateaustücke und Zeugenberge reich gegliedertes, unübersichtliches Landschaftsbild. Wie kräftig jene den Meißel der Landskulptur handhaben, bezeugt ein Gießbach bei Heluan, der 1895 bei einem Gusse von 40 mm Regenhöhe in 3 Stunden aus einem Tälchen von 6 qkm Fläche eine verheerende Flut von 120 cbm in der Sekunde entlud: ähnliche Verwüstungen richtete er 1883 und 1893 an.

Im Süden der Arabischen Wüste bis el-Kab am Nil ist nubischer Sandstein fast allein erhalten. Er begleitet auch den Westrand des Etbai als schmaler Streifen bis nahe an das W. Araba. Bei Esne drängt Senon und Eozän scharf aus der Libyschen Wüste über den Nil vor. Bis an den nördlichen Steilrand der Arabischen Wüste zwischen Dj. Mokattam bei Kairo und Dj. Ataka über Suez, ihren nördlichen Eckpfeilern, herrscht eozänes Plateauland vor. Eine breite Furche reißt in die Tafel das 200 km lange, NS gestreckte W. Quene. Sein Südende soll grabenförmig zwischen das Eozänplateau des Dj. Akwar und die Zeugenberge Sarrai und Abu Had eingesunken sein. Nahe dem Suezgolf durchsticht die Eozändecke der Karbonaufbruch im Wadi Araba, dessen hügelübersäte Ebene die Südliche und Nördliche Galala mit 1000 m hohen Wänden überhöhen. An der Südlichen stehen die alten koptischen Klöster St. Paul und St. Anton. Schließlich bricht die Arabische Wüste zwischen Mokattam und Ataka an ostwestlichen Brüchen zur Tiefe. Aus einem niedrigen Landstreifen ragen noch die Tafelhorste Geneffe und Angobia empor, an ihrem eozänen Fuße von jüngerem Tertiär ummantelt.

Die Libysche Wüste, niedriger als die Arabische, hält sich zwischen 300—400 m Höhe. Erst 600 km von der Küste des Mittelmeeres erreicht sie bei den Oasen Dachel und Charge, langsam nach Süden aufsteigend, 450—500 m Höhe. Sehr seltene Regengüsse befeuchten die, von Flugsand gescheuerten, von einzelnen langen Dünenzügen — so der 650 qkm langen Abu-Muharriq-Düne — in NNW-Richtung gesperrten Tafelflächen. Stehen sie auch an Zerschneidung weit hinter der Arabischen Wüste zurück, so ist die Libysche Wüste doch keines-

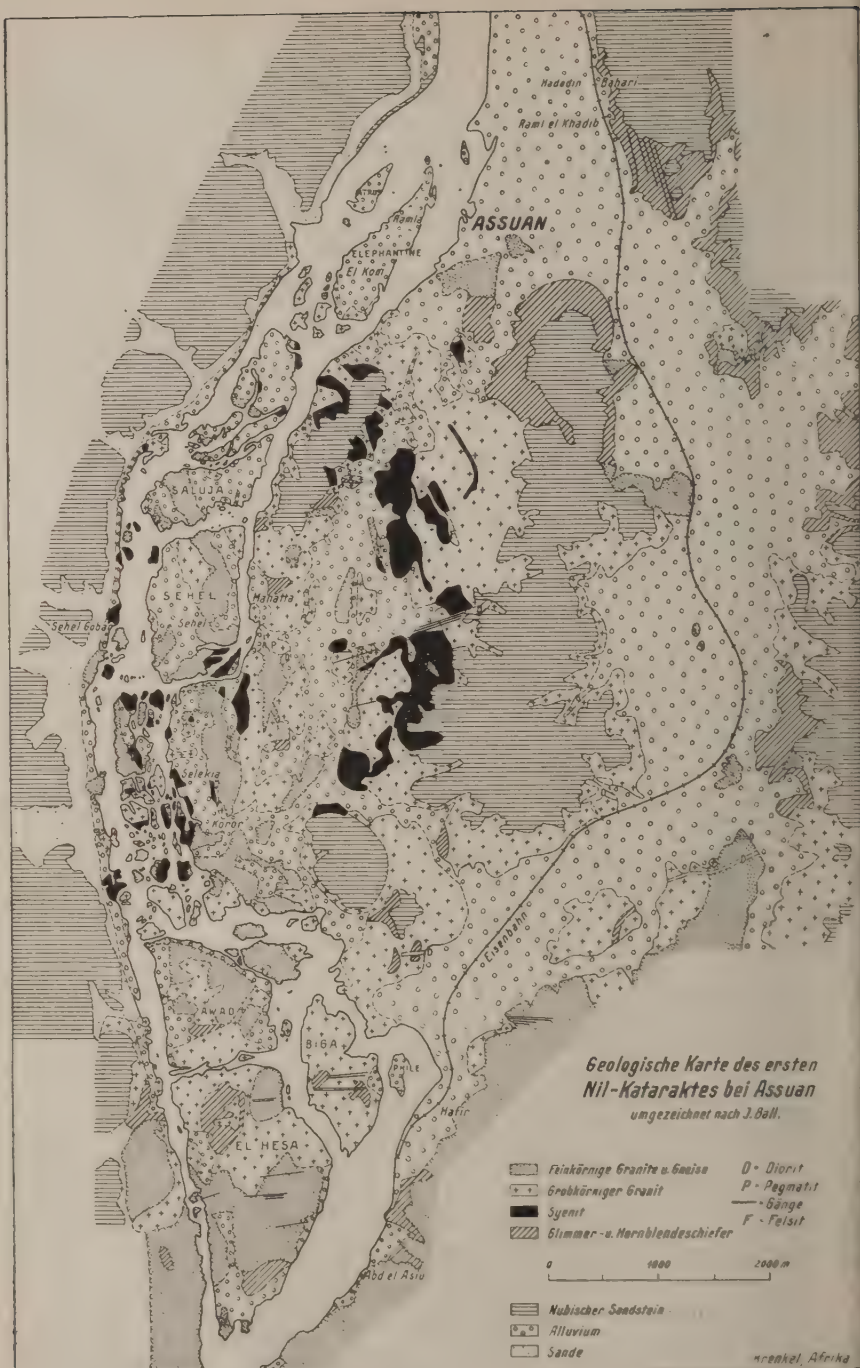


Fig. 25.

wegs eine Ebene. Vertiefungen von wechselnder Form und Größe, in Staffeln ansteigende Terrassen, denen Gürtel flachhäuptiger Zeugen vorangehen, wilde Felsabstürze an ihren Hängen unterbrechen ihre Einformigkeit. Der Libyschen Wüste fehlen ragende Höhen und wohlausgebildete, verästelte Talsysteme. Vereinzelte Täler jedoch sind ihr in der regenreichen Oberpliozän- und Diluvialzeit eingeschnitten worden. Kurze, tiefe Wasserrisse zerlegen ihren Abfall zum Niltale, so bei Theben das Tal der Königsgräber, das W. Jen.



Fig. 26. Der Nilkatarakt bei Wadi Halfa. Grundgebirge, in der Ferne die horizontale Kante der Decke aus nubischem Sandsteine.

Der Libyschen Wüste sind die abflußlosen Becken der großen Oasen Baharije, Farafra, Dachel und Charge eingebettet. Ihre gewaltigen Höhlungen fegte der Wind aus. Nördlich von Farafra nimmt das eoazäne Kalkplateau, sich verflachend, milderem Charakter an. Nach einer abstoßend eintönigen Hammada setzt die Folge der, oft unter den Meeresspiegel hinabgehenden Senken zwischen Nil und Großer Syrte ein, so die des Fajum, die des Natrontales, Mogharas und der Ammons-oase Siwa. Über ihr erhebt sich eine neue und letzte, tertiäre Hochfläche, die Marmarika, die vor dem Mittelmeere endet.

Der Nil gleitet auf ägyptischem Boden still zwischen den von zackigen Vorsprüngen und gewaltigen Schutthalden belebten, kahlen Steilrändern der ihn einzwängenden Wüstentafeln. Deren Höhe mag bei Assuan 100, bei Luxor 300, am Mokattam 150 m betragen. Zunächst nur aus einzelnen, durch Flußengen abgeschnürten Talweitungen — so aus den Staubecken bei Kom Ombo, Edfu, Esne und Luxor — bestehend, sieht erst unterhalb Edfu sein Tal eine Breite bis zu 50, der ihm eingebettete tischebene Alluvialstreifen eine solche bis zu 15 km. In Nubien und im Sudan werden die Ufer flacher; rings dehnen sich weite Steppen. Der Wasserweg selbst ist schmal; Stromschnellen, nicht Wasserfälle beleben ihn. Sechs Katarakte über kristallinen Riffen zerlegen ihn: der sechste bei Khartum, der fünfte und vierte — 60 km lang — an den Schenkeln des scharfen Stromknicks von Abu Hamed, der dritte unterhalb Dongola. Am zweiten bei Semna — Wadi Halfa wurden Marken der Nilhochfluten aus der Zeit zwischen 1850 und 1800 v. Ch. entdeckt, die 8 m über dem heutigen Hochstande liegen — eine Erosionsleistung des Stromes in 3700 Jahren, die wohl nur durch günstige Umstände erreicht wurde. Am untersten Katarakt bei Assuan-Syene stößt die Rumpffläche des Grundgebirges aus Granit und Syenit unter den Bänken des nubischen Sandsteines, ein prachtvoller Gegensatz im Landschaftsbilde, hervor: in 11 km langer Schnelle von geringem Gefälle durchheilt der Nil ein Gewirr von Eilanden zwischen den Inseln el-Hesa im Süden und Elefantine im Norden.

Der Spiegel des Nils steht bei Khartum in 380, bei Assuan in 85, bei Quene in 65, bei Kairo endlich in 10 m MH. Das Gefälle ist also sehr gering. Seine, durch die Sommerregen Abessinien's gespeiste Hochflut¹⁾ steigt bei Kairo bis 10 m über Niedrigwasser. Sie breitete den fruchtbaren, von Asrek und Atbara aus dessen dunklen vulkanischen Böden abgeschwemmten Nilschlamm über das Kulturland in Mächtigkeiten zwischen 10 und 20 m. Durch ihn erhöhte sich bei Karnak im Jahrhundert das Nilbett um $\frac{1}{10}$, die Kulturfläche um $\frac{1}{7}$ m. In den Hauptarmen von Rosette und Damiette ergießt sich der Nil ins Mittelmeer, in das er ein zwischen aufsteigenden Rändern langsam absinkendes Delta vortreibt.

Das Delta, der Rest einer pliozänen Meeresbucht, bedeckt 22000 qkm und wurde genährt durch quartäre Sinkstoffe unsteter Nilarme, deren man im Altertum sieben benannte. Lagunen, die ihre Entstehung der die Schlammspitzen jener ostwärts abbauenden Küstenströmung ver-

¹⁾ Die sommerliche Schwelle des Wüstenstromes erschien den Hellenen sehr verwunderlich. Von ihrer Zeit bis zum Mittelalter beschäftigte sich eine reiche Literatur mit diesem, sehr verschieden gedeuteten Naturwunder. — Doch schon zu Aristoteles' Zeiten war es geklärt. Auf seine Anregung entsandte Alexander der Große, wie sicher beglaubigt ist, eine Expedition ins Gebiet des oberen Nils, die auf Grund eigener Beobachtungen die Herkunft der Hochflut aus den Sommerregen Äthiopiens feststellte.

danken, säumen seinen 200 km langen Nordrand: so der Mariut-, Burlus- und Menzale-See.

Das Tal des Nils ist nicht älter als pliozän. Im Oberpliozän und Diluvium erfuhr es seine stärkste Ausgestaltung. Vorläufer des Nils, der „Libysche Urnil“, wurden durch Deltaaufschüttungen bis ins Cenoman zurückverfolgt; sie flossen westlich seines heutigen Laufes vom Etbai ins Mittelmeer. Einzelne Teile des Niltals sind tektonisch veranlaßt, so die Nilbeuge bei Quene, die erythreisch gerichteten Strecken zwischen Nag Hamadi und Assiut, zwischen Abu Hamed und Berber, — die nordöstlichen, einander parallelen Strecken oberhalb Korosko und zwischen Abu Hamed und Korti. Andere sind allein durch die Arbeit des Wassers gebildet. —

Die Mittelmeerküste von Barka bis Alexandrien überhöht der steile Erosionsrand des Miozäns der nördlichen Libyschen Wüste. An ihr herrschen diluviale Küstenkalke vor. Korallenriffe, die am Roten Meere und am Suezgolf eine große Rolle spielen, fehlen ihr. —

Nubien und der Ostsudan umspannen ein Gebiet, das die Fläche Egyptens um ein mehrfaches übertrifft. Trotzdem ist ihr Antlitz sehr einfach und großzügig. Nur ganz langsam wandelt es sich über große Flächen hin.

Nubien teilt die morphologischen Charaktere Oberegyptens. Es ist wüstenhaftes Sandsteintafelland zu beiden Seiten des Nils. Nach Westen geht es ununterbrochen in die unbekannte, von Oasen durchlöcherter Große Wüste über. Im Osten aber wird es vom Roten Meere durch den Etbai abgeschlossen, der in der Breite von Suakin an Geschlossenheit verliert.

Mit der Annäherung an den Sudan wandelt sich die nubische Wüste in Steppenland um. Kristalline Gesteine beginnen immer mehr vorzuherrschen. Der Ostsudan ist zwischen Abessinien, Darfur und der Banda-Schwelle ein weiträumiges Becken, das rund $1\frac{3}{4}$ Millionen qkm umfaßt. In seiner Tiefenlinie fällt der Nil nur um 90 m von 470 auf 380 m zwischen Lado und Khartum. In Nubien Wüstenstrom, dann von Busch- und Grassteppe begleitet, und mit den Wässern der abessinischen Ströme bereichert, die die Inseln Meroe und Djesireh umschließen, nimmt er im Bahr el-Gasal den Charakter eines altwässerreichen Tieflandstromes an.

Die Landschaften des Ostsudans wie Kordofan und Darfur haben viel Übereinstimmendes. Sie zeigen unübersehbare flachwellige Ebnungen von 500–700 m mittlerer Höhe, von eluvialen Decken eingehüllt. Aus ihnen streben granitene und gneisige Inselberge an. Diese schließen sich im Innern jener Landschaften zu Berghaufenländern zusammen.

Kordofan, zwischen der von langen Trockensystemen, so dem Wadi Malik, durchaderten Bajudasteppe und dem tiefen Ghasalbecken, steigt von Norden nach Süden an. Es sieht seine Haupterhebungen an seiner südöstlichen Bruchflanke, an der Dj. Talodi (1075 m), Heiban (1398 m) und Om Gusia (1480 m) stehen. Kordofan besteht aus dem nördlichen, fast ebenen Steppengebiet, dem kordofanischen Zentralplateau mit el-Obeid, den Nuba-Bergen und dem südlichen Steppenlande über dem Ghasal-Becken. Die Nuba-Berge sind kein geschlossenes Gebirge, sondern Haufen von in allen Richtungen gestreckten, durch breite ebene, von Abtragsmassen tief ausgefüllten Tälern zerlegte Inselberge.

In Darfur tritt der hohe gebirgige Kern noch kräftiger heraus als in Kordofan. Er gipfelt in dessen Mitte im Dj. Marra. Dem kristallinen Grundgebirge geben hier jugendliche vulkanische Aufbauten eine ganz besondere Note. Der Vulkan Dereiba soll 10 000 e. F. Höhe erreichen. Von jenem Gebirge strahlen nach allen Seiten wasserlose Talrinnen aus. Es ist der westlichste Grenzpfiler des Nilgebietes, das stattlichste Gebirge zwischen Hochabessinien, Adamaua und Tibesti.

Dort aber, wo sich im Innersten des Ghasal-Beckens Weißer Nil, Gazellenstrom, Sobat, Seraf ein sumpfiges Netz rasch veränderlicher Wasseradern schufen, setzt eine ungeheure, an den Strömen mit jüngsten Alluvien bestreute Ebene ein. Ihre Grenzen findet sie erst dort, wo unter 4° 30' n. Br. der Weiße Nil von Stromschnellen gequert wird. Außerordentlich gering ist die Neigung dieser Ebene nach Norden.

Die Ströme des Beckens bauen ständig ihre Sohlen durch Ablagerungen empor. Sie fließen in erhöhten Betten, begleitet von Alluvialauen, die während der Schwellen bald hier, bald dort überschwemmt, z. T. mit Ton und Sand rasch aufgefüllt werden. Eine Eigentümlichkeit der Ghasalströme ist es, daß sie sich gern verstopfen. Solche Verstopfungen entstehen einmal durch im seichten Wasser wurzelnde Pflanzenmassen. Dann aber auch durch die schnell wachsenden Bänke und Riffe der Süßwasserauster (*Aetheria Caillaudi*), die auch am Blauen Nil sehr zahlreich lebt. Es ballen sich zunächst kleine, bis zum Wasserspiegel reichende Muschelklumpen. Deren Oberfläche bedeckt sich bald mit angeschwemmten Pflanzenteilen, bis sich um sie rasch wachsende Schlamm-bänke und -inselchen bilden, die schließlich in förmliche Dämme im Flußlaufe übergehen.

Der Bahr el-Gasal ist eine jugendliche Beckenbildung im Gegensatz zum benachbarten Kongobecken, das sehr viel älterer Anlage ist.

B. Egypten

Länder ohne geschichtliche Vergangenheit fesseln die geologische Wissenschaft in gleichem Maße wie geschichtsbewegte. In Egypten aber wird die Geologie nicht nur dankbar der reichen, ihren Forschungsdrang

mächtig fördernden Gaben der Natur des „Augapfels der Welt“ gedenken. Sie wird vielmehr auch gern Nutznießerin sein der geologischen Daten, die ihr mancherlei uralte Bau- und Schriftdenkmäler zur Ausdeutung darboten.

Das Land der Pharaonen birgt in Alexandrien den Ursprungsort des ersten, wahrhaft wissenschaftlichen Weltsystems. Das Kernstück der Ptolemäischen Weltkarte liegt in ihm. Im engeren Kreise jedoch der Geologie erinnern wir uns der steten Befruchtung, die ihr hier aus dem Studium der Wüstenbildung und Wüstenerscheinungen, der Deltaaufschüttung und -verlagerung großer Ströme, aus der Erkenntnis klimatischer Änderungen und einer Pluvialzeit, in der Erforschung stratigraphischer Fragen junger Erdformationen wie tektonischer Probleme alter Massen erwuchs. Ebenso förderte die Paläontologie aus ägyptischem Boden unvergleichliche Schätze vergangenen Lebens ans Tageslicht. Er ist auch der Ursprung für manche geologischen Bezeichnungen von allgemeiner Gültigkeit gewesen: so des Syenits, Porphyrits, Basalts, des Alabasters und Natrons, der Ammoniten¹⁾.

Die geologische Erforschung Egyptens blickt auf eine lange glanzvolle Geschichte zurück. Ihre ehernen Grundlagen ruhen einmal auf der großen Expedition NAPOLEONS I. (1798—1801) nach Egypten und auf den Namen ROZIÈRE und GIRARDIN. Dann aber vor allem auf der staatlichen Expedition in die Libysche Wüste unter ROHLFS (1873), deren glänzende wissenschaftliche Ergebnisse genugsam aus den Arbeiten von ZITTEL, DE LA HARPE, WANNER, QUAAS, DACQUÉ bekannt sind. Daneben seien die schönen Arbeiten und Karten RUSSEGGERS genannt.

In einer zweiten Periode spielte die Einzelforschung eine Hauptrolle. Ihr gehören an: FOURTAU, O. FRAAS, FUCHS, HULL, MAYER-EYMAR, SCHWEINFURTH, J. WALTHER. Im Jahre 1896 schließlich übernahm mit ihrer Gründung die ägyptische geologische Landesanstalt

¹⁾ Wie war das Urbild der Ammonshörner beschaffen? Als älteste Quelle beschreibt PLINIUS das *Ammonis cornu* als „inter sacratissimas aethiopicas gemmas aureo colore arietis cornu effigiem reddens“. Es war also vom Aussehen eines Widderhorns und goldgelb gefärbt und, da der Widder Ammon geheiligt war, galten auch diese tierähnlichen Gebilde als heilig. — Stillschweigend wird allgemein angenommen, daß als solche *cornua Ammonis* Ammoniten dem Könige der Götter geweiht waren. Ammoniten sind aber in Egypten, besonders im Bereiche des Niltales, äußerst selten. Sie waren vielleicht den Älgyptern gar nicht bekannt. Zudem sind Ammoniten niemals widderhornähnlich gewesen.

FOURTAU ist deshalb der Meinung, daß die ägyptischen Priester die pfpropfenzieherartigen Steinkerne einer, bis 16 cm groß werdenden *Natica* als Ammonshörner bezeichneten, die, spiralig nach außen aufgewunden, sehr an Widderhörner erinnern. Diese *Natica*-Steinkerne sind sehr häufig in der Mokattam-Stufe in den Steinbrüchen am Mokattamhügel. Von den Arbeitern werden sie den Fremden dort als Arn el-Gebel, „Berghörner“, verkauft. — So wären also die Ammoniten fälschlich zu Nachfolgern der echten Ammonshörner geworden.

unter LYONS die Führung, wenn auch die private Forschung keineswegs ruhte. Ihren Mitgliedern, so BARRON, BEADNELL, BLANCKENHORN, BALL und HUME, verdankt die Wissenschaft eine große Reihe wertvoller Arbeiten. Die Summe ihrer Aufnahmen geben die beiden schönen Übersichtskarten des Survey.

Die reichen tertiären Wirbeltierschätze wurden durch mühsame Grabungen geborgen, und in einer bedeutsamen Literatur dargestellt. Als ihre Deuter wären zu nennen: ABEL, ANDREWS, FRAAS, OSBORN, STROMER, SCHLOSSER.

Die erste gründliche Geologie Egyptens aber schrieb als einer ihrer vorzüglichsten Kenner BLANCKENHORN nieder.

I. Die Verbreitung der Formationen

Die Übersichtskarten des Survey zeigen den einfachen Bau Egyptens. Vom Mittelmeer nach dem Innern zu folgen einander jeweils ältere Schichten in bandförmigen Ausstrichen, die sich zum Teile zungenartig landein zum Niltale ausbiegen. Queren wir ihre Folge vom Hafen Mirsa Matru aus nach SO.

Über den quartären, sandigen Kalken der Küste erhebt sich die Marmarika aus marinem, jüngerem Miozän, dessen Südgrenze fast OW von der Siwaoase bis zum Suezgolfe zieht. Beim Abstiege von diesem Kalkplateau zur Oase Moghara sind dessen tiefere Abhänge aufgebaut aus Sanden des Untermiozäns. Sie enthalten Marinfossilien der burdigalischen Stufe. Daneben finden sich in halb fluvio-marinen, halb kontinentalen Absätzen neben verkieselten Hölzern wichtige Fundplätze von Wirbeltieren, so von Anthracotheriiden. Südöstlich von Moghara fesselt ein starker Wechsel in Landschaftsbild und Gesteinsausbildung. Das leicht gewellte Land westlich Kairos ist übersät mit Quarzgeröllen, die über kalkigen Sandsteinen liegen. Seltene Süßwassermollusken zeigen wohl ihr oligozänes Alter an.

Am Rande der Fajumniederung erscheinen Basaltdecken aus der gleichen Zeit, meist als deren dunkle Krönung. Lebhaft gefärbte Sandsteine sind reich an Landsäugerresten: so von *Arsinoitherium*, der ältesten Elefanten *Palaeomastodon* und *Moeritherium*. Der südliche Ausstrich des Oligozäns zeigt die erwähnte Ausspitzung der Sedimentfolge nach Süden zu, wodurch es fast das Niltal in der Nähe von Minia erreicht.

Nun schließen sich wieder Marinablagerungen an. Es sind die oberen Mokattamschichten des Obereozäns, und unter ihnen eine fossilreiche Serie von vorherrschenden Kalken, die unteren Mokattamschichten des Mitteleozäns. Seine an Nummuliten, so *Nummulites gizehensis*, besonders reichen tiefsten Bänke sind weit verbreitet: so z. B. an den Pyramiden von Gizeh, am Mokattam, in der Oase Baharije und in

der ostegyptischen Wüste. Das Mitteleozän treibt seine südlichste Spitze bis Manfalut am Nil vor.

Unter ihm tritt das untere Eozän heraus mit mächtigen, feuersteinreichen Kalken. Als „Libysche Stufe“ nimmt es einen sehr erheblichen Flächenraum ein. Sie umrandet die Baharijease, spannt sich zwischen Farafra und Charge und dringt dann scharf nach Süden in schmaler Zunge bis zur Dunguloase, und noch weiter vor. Zwischen Manfalut und Hamadi auf dem rechten, Luxor auf dem linken Ufer begleitet sie den Nil. Auch in der Arabischen Wüste überdeckt sie große Räume. Im Bereiche der Libyschen Stufe ist die Wüste besonders unwirtlich, fast ohne Pflanzenwuchs und Wasser; zum Niltale bilden ihre Schichten mächtige Steilabstürze.

Steigt man nun bei Luxor den Steilabhang der Libyschen Stufe zum Niltal hinab, so überrascht wiederum ein scharfer Wechsel in Landschaftsbild, Gestein und Fauna. Das mächtige Paket eozäner Kalke ruht auf massiger weißer Kreide, dann grünen Mergeln des Danikums. In gewaltigen Klötzen rutschen die harten Kalke an den Talwänden über die weichen Mergel in die Tiefe, so daß ein unübersichtliches Gewirr von Fußhügeln entsteht. Während sie zwischen Charge, Dachel und Farafra weite Flächen überzieht, streicht die dänische Stufe zwischen Eozän und älterer Kreide am Niltale nur in schmalen Bändern aus.

Östlich dieser Region bilden harte Kalke des Campanikums ein niedriges, wohl markiertes Plateau. Dieses ist zugleich die westliche Grenze zum oberkretazischen „nubischen Sandsteine“. Braunrote Tafelberge sind tief durchschluchtet von Tälern, die vom Etbai herziehen, dem kristallinen Grundgebirge am Roten Meere.

So ergibt ein Profil durch Egypten vom Mittel- zum Roten Meere eine fast lückenlose Folge von tertiären und kretazischen Schichten, die dem kristallinen Sockel Ostafrikas diskordant aufruhon.

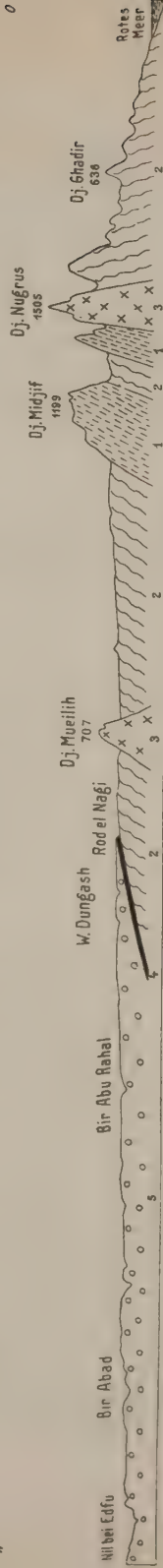


Fig. 27. Profil vom Niltale zum Roten Meere unter 25.° n. Br. (Nach HUME.)
1 = Gneis, 2 = Kristalline Schiefer, 3 = Granit, 4 = Diabas, 5 = Nubischer Sandstein.

Das zungenartige Vorgreifen der Sedimentfolge aus ihrer breiten Basis gegen das Niltal ist verursacht durch die Bildung einer flachen Delle in erythreischer Richtung, — wie sie ähnlich als Ur-Anlage des Erythreischen Grabens geschildert wurde. Während dieser zum Graben ausreifte, blieb jene im Wachstum zurück, bewahrte aber die in ihr geborgenen Schichten vor der Abtragung. Erst nachdem die „egyptische Urdelle“ zur Ruhe gekommen war, wurde das Miozän Nordegyptens abgelagert: so verläuft seine Südgrenze — abweichend von den älteren Schichten — rein OW.

II. Der tektonische Bau

Der Boden Egyptens zeichnet seit jüngstkreatazischer Zeit nur geringfügige tektonische Bewegungen ab. Ausnahmen sind der Erythreische Graben und der Syrische Bogen, der mit seinem südlichen

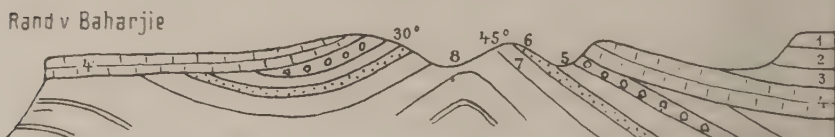


Fig. 28. Profil im Wüstenplateau westlich der Oase Baharije. Eozän diskordant über Oberkreide. (Nach BALL und BEADNELL.)

1—4 = Eozän, 5—8 = Oberkreide (bis Cenoman).

Randsaume Egypten berührt. Außerhalb beider neigen sich die fast horizontalen Schichten Egyptens vom Etbai und von Westen her sehr leise nach dem Niltale; im großen aber fallen sie nach dem Mittelmeere zu.

Der Syrische Bogen durchzieht in locker gestellten Faltenwellen Egypten, die als freie Äste mitten aus kaum gestörten Tafelstücken erwachsen. Die nördlichste und bedeutsamste ist die Abu Roash-Falte, die sich von Farafra über Baharije und die Hügelgruppe Abu Roash bis zum Dj. Schebrauet vor der Landenge von Suez verfolgen läßt. Sie lebt jenseits des Suezgolfes in der langen Giddi—Jellek-Welle der Isthmuswüste wieder auf. Die zweite ist die Falte des W. Araba, die sich gleichfalls in die Sinai-Halbinsel hinüberzieht, hier aber wohl ausklingt. Als dritte erhebt sich die Charge—Quene-Welle. Sie wird sich über den Erythreischen Graben in den Hedjas fortsetzen. Anzeichen dafür sind vorhanden, daß auch dieser noch sehr schwache, neue Aufbiegungen in Südegypten und Nubien folgen. — Je weiter nach Süden, desto mehr erlahmt die faltende Kraft. Doch erreicht sie auch in der Roash-Falte meist nicht das Ausmaß wie in der Isthmuswüste.



Fig. 29. Die Faltungsregion von Abu Roash bei Kairo.

(Umgezeichnet nach BEADNELL.)

1 = Cenoman (Rudistenschichten, Tone und Sandsteine), 2 = Turon (Actäonellen- und Nerineenschicht; harter Kalk), 3 = Senon (Plicatula-Schichten), 4 = Danien (weiße Kreide), 5 = Eozän (oberer und unterer Mokattam), 6 = Oligozän, schwarz = Basalt, weiß = Pliozän, Quartär rezente Dünenande; pleistozäne Kiese, unterlagert von pliozänen Sandsteinen und Tonen).

Die Abu Roash-Achse. In Farafra erkannten LYONS und BEADNELL eine nordöstlich über Ain Scheikh Murzuk, Quasr Farafra und Ain el-Wadi streichende Falte. Die Lagerung der weißen Kreide

ist die einer flachen weiten Antiklinale. Auch zwischen Farafra und der westlich liegenden Oase Iddailja (Bir Labijat) stellen sich leichte Spezialfalten ein. Dieselbe Antikline zieht auf Baharije zu und trifft auf deren SO-Rand. An diese flache Aufsattelung legt sich eine, nur wenige 100 m breite, scharfe Mulde, die sich durch die ganze Oasen-niederung in nordöstlicher Richtung verfolgen läßt. An die Baharije-Mulde schließt sich, durch flache (?) Strecken getrennt, der steile Quasr-Sattel an, der 11,5 km NW von el-Quasr beobachtet wurde. Es ist wahrscheinlich, daß eine ganze Reihe solcher Falten das libysche Plateau durchzieht, die sich oberflächlich der Erkennung entziehen. Die



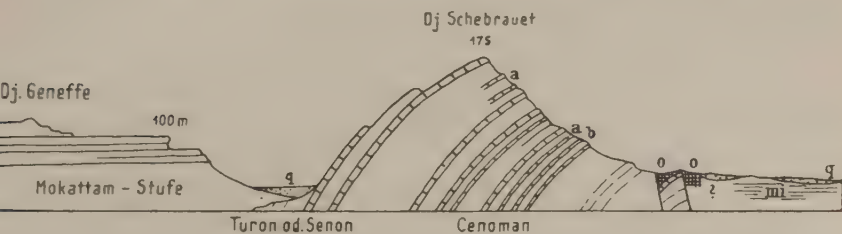
Fig. 30. Der Hassana-Dom im Massiv von Abu Roash. (Aufnahme BEADNELL.)

Quasr-Falte verdient noch deshalb Aufmerksamkeit, weil in ihr zwei Faltungsphasen durch BALL und BEADNELL erkannt wurden: die eine am Ende der Kreidezeit, wohl im oberen Danien, und eine zweite, die das diskordant über der aufgerichteten Kreide abgelagerte Eozän mit betraf.

Mit mehr nach Ost gedrehtem Streichen taucht noch westlich des Niltales, inmitten von diskordant und kaum bewegt über ihm liegendem Eozän, das Kreidemassiv von Abu Roash nahe den Gizeh-Pyramiden empor. Zwei, ONO—WSW ziehende Turon-Cenoman-Sättel — der südliche, im Kern stark ausgeräumte des Dj. Hagraf-Jeran el-Ful und der nördliche des Dj. Ghigiga — werden durch die Danien-Senon-Mulde Sidr el-Khamis getrennt. An seinem stark gestörten Ostende wird der Ghigiga-Sattel durch die Dome von el-Hassana und Gaa-Midauwara ge-

gliedert. Bar aller Vegetation und frei von Hüllschichten, vergleicht BEADNELL den prachtvoll erschlossenen konzentrischen Schichtbau des Hassana-Domes einem riesigen geologischen Modell. Brüche von bedeutender Länge und Sprunghöhe beschneiden den Nordfuß des Ghigiga.

Dj. Schebrauet führt durch ein Band seichter Wellen östlich des Nils den Syrischen Bogen bis zur Landenge von Suez. Als nordöstlichster Berg Egyptens erhebt sich der steilschichtige Zacken 175 m



einen Muldenzug andeuten. In ihrem Süden fand HUME gleichfalls Faltungen in der Kreide.

Quene-Achse. Eine dritte längere Faltenachse, allerdings noch wenig bekannt, beginnt in der Charge-Oase, zieht über die große Nilschlinge bei Quene in nordöstlicher Richtung, und hebt schließlich den Granitklotz des Dj. Schaib im Etbai heraus. —

Tektonisch bedeutsamere Veränderungen erlitt der Boden Egyptens — die Erythreis ausgenommen — zwischen Senon und Danien, zwischen jenem und Untereozän, am Schlusse des Oligozäns und zu Anfang des Miozäns.

Sie äußerten sich in wiederholten Auffaltungen innerhalb des Syrischen Bogens, ferner in einer Reihe OW gerichteter Brüche am Rande der Arabischen Wüste, hier kleinere Gräben und Tafelhorste schaffend. Beide Bewegungen mögen in gewissem Zusammenhange stehen. Schließlich in Brüchen, die streckenweise in Nähe des Niltals auftreten.

III. Die Formationen

1. Das Grundgebirge

Das präpaläozoische Grundgebirge der Region hält sich im Etbai Egyptens zwischen Niltal und Rotem Meere. Erst bei Wadi Halfa überschreitet es in breiter Zone den Nil. Sein schmaler nördlicher Abschnitt besteht fast nur aus Tiefengesteinen, meist aus „jüngeren“ Graniten. In diesem häufen sich die vulkanischen Ergüsse und Tuffe des Oberalgonkiums. An einer NW-Querlinie zwischen Quene und der Safaga-Insel treten im folgenden Abschnitt präkambrische Sedimente und deren Metamorphose die Vorherrschaft an. Sie werden von alten, meist gneisigen Graniten und basischen Tiefengesteinen durchsetzt, wie von jungen Graniten. Das große Gneisdreieck zwischen W. Natasch-Gemal durchmißt an seiner Basis fast die Breite des Etbai. Jenseits des 24.° n. Br. beginnt das Grundgebirge scharf nach Westen vorzudrängen. In diesem seinen dritten Abschnitte erschließt sich eine vielgestaltige Durchdringung von kristallinen Schieferen und Granit, die nach Nubien hinein anhält.

Der Etbai ist ein archaisch wie algonkisch gefaltetes Gebirge von starker Zusammenpressung. Seine Streichrichtung ist NW bis meridional. Brüche durchsetzen den Faltenwurf, der von Überschiebungen zerlegt erscheint. Im Osten des Etbai hinterließ zudem die tertiäre Graben-tektonik scharfe Spuren.

Eine Altersfolge der mannigfaltigen Gesteine ist nicht zu geben. Der Übersicht wegen gruppieren wir sie, wie in Syrabien, in drei Ab-

teilungen: Eine erste mit alten Intrusiven, eine zweite mit archaischen und algonkischen Gesteinen und Metamorphen aus ihnen, eine dritte mit den „jüngeren“, meist roten Graniten.

1. Am Dj. Meetiq zwischen Quene und Kosseir ist alten Gesteinen eine Scholle von Biotitgneis zwischengeschaltet. Glimmer- und Hornblendeschiefer der Meetiqkette dürfte an diesem gepreßten Granit entstanden sein. — Ein ausgedehntes, wenn auch dick von pleistozänen Ablagerungen überschüttetes Areal von kristallinen Schieferen dehnt sich zwischen Dj. Moderdjed (25° n. Br.) und Midjif im Norden und W. Abu Ghusun im SO, W. Natasch und Antar im SW aus. In der Breite von Scherm Scheikh erreicht es fast das Rote Meer, am W. Antar fast den Westrand des Etbai. — Durchzogen von den nördlichen Armen des W. Hodein folgt ein Gebiet von roten, Hornblende- und Glimmergneisen. Graue Gneise treten am W. Murra (Alaki) zutage.

2. Die präkambrischen Gesteine, die zu einem Teile den Eindruck festländischer Entstehung machen, sind Konglomerate, Arkosen, Grauwacken, Kieselschiefer, Ton- und Graphitschiefer, Kalkschiefer, Kieselkalke, Dolomite. Mächtige reine Kalke treten zurück. Basische Ergußgesteine und ihre Tuffe schalten sich ein. Am Kontakt mit Erupativen der Gruppe 1 und 3 umgewandelte Gesteine aus dieser Reihe mögen sein: Phyllite, Serizit-, Chloritschiefer, Glimmerschiefer und Glimmergneise mit oder ohne Granaten, Grün- und Hornblendeschiefer, Marmore.

Ein umfangreicher Teil unter diesen Gesteinen wird algonkisch sein.

3. Schließlich zeigen die „jüngeren“ Granite ein petrographisch recht wechselvolles Bild. Ihr geringeres Alter gegenüber den Gruppen 1 und 2 wird durch das Verbandsverhältnis mit jenen erwiesen. Die roten Granite des Nord-Etbai — wie sie als Biotit-, Hornblende-, Mikroklin-, glimmerarmer bis glimmerfreier, als Riebeckitgranit der Zeit-, Esch- und Hauptkette anstehen — gehören hierher. Südlich des W. Belih folgt grauer Granit, übergehend in Quarzdiorit, so am Mons Claudianus. Roter grobkörniger Granit erbaut die höheren Gipfel, so Belih und Schaib. Im Gebiete der kristallinen Schiefer formen jüngere Granite zahlreiche kleinere diskordante Stücke. Von Ras Benas bis tief nach Nubien sind rote Granite vertreten. — Die roten Granite Egynubiens sind gleichaltrig mit denjenigen der syrabischen Region.

Grob- und feinkörniger roter Granit, von dunkler, glaskopffartiger Katarakttrinde aus Oxyden des Eisens und Mangans überkrustet, bricht an den Schnellen von Assuan zutage. Ersterer zeigt große rote Orthoklaseinsprenglinge und führt Hornblende; er geht in Syenit über. Diorit ist selten. Gänge sind sehr zahlreich. Das Alterverhältnis der Assuan-Gesteine, die in Gneise und kristalline Schiefer eindringen, ist folgendes:

feinkörniger Granit — grobkörniger Granit — Pegmatit — Felsite und porphyrische Gänge — Basalte und Diabase.

Verbunden mit diesen umfangreichen sauren Intrusionen sind weniger verbreitete basische in immer nur kleinen Massen: so von Gabbro, Peridotit, Serpentin. Ein großes Serpentinmassiv ist das des Dj. Djerf und Korabkansi (22° 40' n. Br.). —

Die alten Gesteine Egyptians möchte BARTHOUX in vier große Serien aufteilen:

1. Die erste granitische Serie ist älter als alle kristallinen Schiefer; außer Graniten, die meist nur in Geröllen bekannt sind, führt sie Mikrogranite, Rhyolithe, Diorite.
2. Es folgt die Bildung der kristallinen Schiefer. Andesite treten auf. BARTHOUX spricht von Mikroorganismen in ersteren, die einem Füllhorn (*corne d'abondance*) ähneln. Er vergleicht die Ausgangssedimente, die wegen dieser Organismen jünger als Kambrium sein sollen, mit dem Silur der Bretagne und Chinas.
3. Die dioritische Serie enthält Diorite, Labradorite, Andesite (zu diesen zählt BARTHOUX den hämatitreichen „alten roten Porphy“ samt seinen roten eruptiven Brekzien), — vielleicht Gabbros, Anorthosit, Dunit. Der Assuan-Syenit gehört hierher.
4. Die zweite granitische Serie umfaßt Granit, Granulit, Rhyolith, Diabas. Die verschiedenen Typen dieses Granits haben das völlige Übergewicht über alle Gesteine in der Arabischen Wüste. Sie erzeugen die metamorphen Schiefer und durchdringen alle früheren Serien mit ihren Ganggesteinen.

Petrographisch wurden die Eruptivgesteine des Etbai-Gebirges von COUYAT-BARTHOUX, SCHIMM und HERRMANN untersucht. Durch sie ist von den wichtigsten Berggruppen zwischen 28° 40' und 26° 10' N — so vom Dj. Gharib, Dara, Mongul, Harba, Duchan, Belih, Schaib, Fatireh — eine Fülle von Gesteinstypen nachgewiesen, sowohl von Tiefengesteinen in Stöcken und Gängen wie von Gang- und Ergußgesteinen. Es zeigt sich, daß schon in diesen sehr alten Eruptivmassen gleiche magmatische Differenzierungen eingetreten sind, wie sie aus sehr viel jüngeren bekannt sind.

Die Gesteine des Etbai lassen sich im ganzen auf ein granitisches, monzonitisches, dioritisches und gabbroides (essexitisches?) Magma verteilen. In der granitischen Gruppe sind sowohl saure Biotit- und Muskovitgranite und basischere Biotithornblendegranite der Alkalikalkreihe, wie Riebeckitgranit der Alkalireihe vertreten. Ein geschlossenes Alkali-gebiet — mit riebeckitführendem Granit, Granitporphyr, Quarzporphyr, Quarzkeratophyr — umschließt das Gharib-Dara-Massiv. Doch ist auch weit in seinem Süden am Dj. Geddame ein Diorit mit Natronhornblende gefunden. Leider ist nirgends das Verbandsverhältnis der Alkalikalk- und Alkaligesteine nachgewiesen. Der Granitit des Dj. Duchan steht hart an der Grenze zu den Alkaligraniten.

Die Gesteine aus granitischen, dioritischen und gabbroiden Magmen sind an eng begrenzte Örtlichkeiten weniger gebunden. Hornblende-syenit und Tonalit scheinen selten. Monzonit, dem von Predazzo sehr ähnelnd, enthält das Gharibmassiv und W. Hauaschieh. Der Reichtum der von ihnen ausstrahlenden Ganggesteine soll nicht angeführt werden.

Gleichen petrographischen Aufbau wie die Hauptkette verraten die näher dem Suezgolfe liegenden Horststreifen Dj. Esch und Zeit. Stockförmiger Riebeckitgranit bricht in letzterem durch. Alkali- und Alkalikalkgesteine sollen in engster Verknüpfung stehen. Die in dieser Gegend auf der Karte der ägyptischen Landesanstalt angegebenen „Andesite und Felsite“, die ganze Berge erbauen, sind Migmatite: ein alter Granit wurde durch den Aufstieg eines quarzporphyrischen Magmas zertrümmert — zu Eruptivbrekzien — oder mehr bis weniger resorbiert, wodurch der porphyrische Schmelzfluß eine eigenartige Struktur und Zusammensetzung erhielt.

Analysen von Gesteinen des Etbai

	I	II	III	IV	V	VI
SiO ₂	70,97	70,25	76,11	76,05	70,90	59,87
TiO ₂	0,88	0,28	—	0,65	1,30	—
Al ₂ O ₃	14,55	14,15	12,87	10,35	11,70	17,86
Fe ₂ O ₃	1,35	2,55	0,96	2,00	1,49	2,58
FeO	1,06	0,43	0,74	1,30	2,26	4,71
MnO	0,03	0,21	Spur	0,06	0,05	—
CaO	1,91	1,87	0,33	0,30	0,75	5,50
MgO	1,06	0,66	0,60	0,12	0,28	1,52
K ₂ O	3,70	3,05	3,97	3,83	4,55	0,55
Na ₂ O	2,82	5,74	4,18	4,37	4,96	6,50
P ₂ O ₅	0,09	0,54	—	0,04	0,12	—
H ₂ O	1,23	0,35	—	0,54	1,39	0,85
	99,65	100,35	99,76	99,61	99,75	99,94

I. Hornblendegranitit des W. Gasus; II. Granitit des Dj. Duchan; III. Granitit des Dj. Zeit; IV. Riebeckitgranit des Dj. Gharib; V. Riebeckitquarzkeratophor des Dj. Gharib; VI. Quarzdiorit des Dj. Geddame.

Zum Ober-Algonkium mag die Porphyritformation gehören: Porphyrite („Andesite“) in Decken, als Tuffe und Brekzien. Vom 28. zum 27.° n. Br. zieht sie sich in mächtigen Anhäufungen, tektonisch im Tertiär in parallele Schollen zerschnitten, zwischen Dj. Djara und Duchan-Belih hin. Der Osthang des Etbai sieht sie in Höhen bis zu 1500 m.

In gleicher Zeit könnten die „diabasisch-baltischen“ Ergüsse und Aschen gefördert sein, die im Süden des W. Quattar diskordant dem Grundgebirge aufruhen.

Wie in Syrabien, zeichnete im Etbai das Ober-Algonkium hoher Vulkanismus aus: als Abschluß der Grundgebirgsaufkaltung und Nachklang der Intrusion der „jüngeren“ Tiefengesteine.

2. Das Karbon

Fossilführendes Paläozoikum ist in Egypten nicht bekannt, mit Ausnahme des Karbons. Fortsetzung des sinaitischen marinen Karbons ist das des Wadi Araba am Westufer des Suez-Golfes. Seine Auflagerung auf dem kristallinen Sockel ist wahrscheinlich. Die Gliederung entspricht der des Sinaikarbons:

- a) unten: 50—100 m m. Sandsteine, Mergel mit Gipsschnüren, den Beginn der karbonen Randtransgression anzeigend;
- b) blaugraue Kalke, bunte Mergel. Verbreiteter Leithorizont ist ein 1 m m. blaugrauer Crinoidenkalk. Die fossilreichen Mergel sind weniger entwickelt. Fundpunkte von Fossilien sind die Seitentäler von W. Abu Sille und Rod el-Hamal westlich des Safarana-Leuchtturmes. J. WALTHER rechnete die Fauna dem Kohlenkalk zu, SCHELLWIEN dem unteren Oberkarbon (Stufe des *Spirifer mosquensis*). Erwähnt seien *Productus semireticulatus*, cf. *pusillus*, *Derbya* aff. *senilis*, *Spirifer* aff. *fasciger*, *convolutus* var., cf. *trigonalis*, aff. *mosquensis*, *Reticularia* cf. *lineata*, *Athyris ambigua*, *Dielasma hastatum*.
- c) Sandsteine und Mergel. Die Auracarioxylon-Bank gilt als Grenze des Karbons gegen die folgenden Sandsteine.

3. Kreideformation

Die Kreidezeit bringt eine von Norden hereinbrechende Ingression des Mittelmeeres. Sie könnte für das nördliche Unteregypten in der gleichen Zeit beginnen, wie im Isthmusgebiet, vielleicht im Barrême-Apt. Fossilien dieser Stufen sind jedoch bisher nicht gefunden, ebensowenig ein Anhalt dafür, ob der Jura von Maghara nach Noregypten hinüberzieht.

Der unterkretazische nubische Sandstein ist das älteste bekannte Anzeichen der beginnenden Überflutung. Bis zum Ende der Oberkreide greift sie langsam und unaufhaltsam nach Süden vor und erreicht schließlich Nubien und den Nord-Sudan. Die Stufen der Kreide sind im Norden in kalkiger, im Süden und am Etbai in sandiger Fazies ausgebildet. Gegen Ende des Daniens setzt eine starke Rückflutung ein. Ganz Egnubien wird Festland und bleibt es im Paleozän, um im Untereozän neu unter das Meer zu sinken. Die Grenze Danien—Eozän ist entweder durch eine tektonische Diskordanz, hervorgerufen durch eine

Faltungsphase des Syrischen Bogens, oder bei horizontaler Schichtlagerung durch eine verschieden große Schichtlücke gekennzeichnet.

1. Unterkreide. Unterkretazischer nubischer Sandstein kommt vor z. B. am Steilrand der Nord-Galala bei Bir Abu el-Mesad, wo zwischen der Araucarioxylonbank des Oberkarbons und der fossilführenden Kreide 140 m bunte Sandsteine liegen; ferner am Südfuß der Süd-Galala, vom W. Dachl bis zum oberen W. Quene.

2. Oberkreide. Noch auf Vraconien deutet *Knemiceras syriacum* am Nordfuße des Dj. Schebrauet.

Leitfossilien des Cenomans sind: *Hemiasper cubicus* (im tieferen Cenoman), *Héberti*, *Heterodiadema libycum*, *Pedinopsis sinaica*, *Diplopodia marticensis*, *Ostrea olisiponensis*, *columba*, *flabellata*, *africana*, *Delettrei*, *Plicatula Fourneli*, *Eoradiolites Schweinfurthi*, *Neolobites Peroni*, *Brancai*, *Schweinfurthi*, *Fourtau*, *Pseudotissotia segnis* (selten), *Nautilus Mermeti*.

Cenoman findet sich bei Abu Roash als Sandsteine, am Dj. Schebrauet und am Ataka als Mergel und Kalke, an beiden Galalen. An der südlichen gliederte es FOURTAU in:

- a) Untercenoman: chloritische und blaue Mergel mit *Hemiasper cubicus*, *Ostrea olisiponensis*, *Nautilus Mermeti*, 20—30 m m.;
- b) Mittelcenoman: gelbliche Kalke mit *Diplopodia marticensis*, *Neolobites*, 5 m — graue Kalke mit *Holotypus excisus*, *Ostrea africana*, 3 m mächtig — Mergel, Kalke mit Austern (*africana*, *flabellata*, *Delettrei*) und Seeigeln, 30 m;
- c) Obercenoman: kieselige Kalke mit *Heterodiadema libycum*, *Pseudotissotia segnis*, 16—18 m.

Die Fauna hat mit dem Cenoman von Batna in Algier Übereinstimmung, während die der Nord-Galala in Fauna und Fazies an Bu Saada in Algier erinnert.

Weiter südlich, im W. Hauaschich und Quene, ist das Untercenoman noch in sandiger, erst das mittlere in kalkiger Fazies entwickelt. HUME unterschied im W. Quene-Gebiete über nubischem Sandsteine und sandigem Untercenoman die vier Zonen der *Ostrea suborbiculata*, der *africana* mit *Neolobites Schweinfurthi*, der *flabellata* und *olisiponensis*.

Cenoman bildet den Untergrund der Oase Baharije: bunte feine Sandsteine und Tone mit eisenreichen Lagen, bis 170 m mächtig werdend, führen cenomane Austern und *Neolobites Schweinfurthi*; sie gehören dem Untercenoman, vielleicht noch dem Vraconien an. STROMER fand in ihnen, seiner „Baharije-Stufe“, eine bemerkenswerte Mischfauna von marinen, Süßwasser- und Landwirbeltieren. An Pflanzen birgt sie verkieselte Farnstücke (*Osmundaceen*), equisetenartige Reste, Nymphaeaceen-

blätter, die ältesten in Afrika bekannten Spuren einer dikotyledonen Blütenpflanze. Darüber folgen harte Kalke, bunte Tone und Sandsteine, 45—50 m mächtig. Ihre Fauna ist marin.

Turon ist gut — meist kalkig, in der arabischen Wüste auch sandig — entwickelt.

Das Turon ist durch folgende Formen gekennzeichnet: an Seeigeln durch *Cyphosoma Abbatei*, *Echinobrissus Lefebrei*, *Linthia roachensis*, — an Rudisten durch *Praeradiolites ponsianus* var. *egyptiaca*, *Bournonia Fourtau*, *excavata* var. *roachensis*, *Durania gaaensis*, *Hippurites resectus*, *Biradiolites lumbricalis*, — an Ammoniten durch *Fagesia bomba*, *Vascoceras Kossmati*, *Durandi*, *Pseudotissotia segnis*, *Tissotia Schweinfurthi*.

Mächtige kalkige Fazies zeigt Abu Roash. Am Ostfuße der Süd-Galala gehören zum Unterturon ammonitenreiche Schichten, deren Fauna ECK beschrieb. Am oberen W. Quene gliederte HUME in schwächere unterturbone Kalke mit *Pseudotissotia segnis*, Sandsteine („mittlerer nubischer Sandstein“) und oberturbone Sandsteine, wechsellagernd mit grünen Schiefern, Grünsanden und Kalkbänken.

Ein Teil des nubischen Sandsteins Oberegyptens ist turonen Alters.

Senon. Der Höhepunkt der kretazischen Meeresherrschaft fällt in die Dänische Stufe. Sie herrscht in Südegypten durchaus vor. Die santonische und kampanische treten hinter ihr an Ausbreitung zurück.

Santonische Leitformen sind: *Hemiaster Fourneli*, *Echinobrissus Waltheri*, *Leiocidaris Crameri*, — unter den Austern *Ostrea dichotoma*, *Bourguignati*, *Boucheroni*, *Costei*, — ferner *Tissotia Tissoti*, *Fourneli*.

Solche des Campaniens sind: unter den Austern *Gryphäa vesicularis*, *larva*, *Nicasei*, *Villei*, *Exogyra Overwegi*, — unter der großen Fülle der übrigen Muscheln: *Spondylus Dutempleanus*, *Hippurites vesiculosus*, *Roudaireia Drui*, unter den Ammoniten: *Libycoceras Ismaeli*, *Scaphites Kambysis*, *Bostrychoceras polyplacum*, *Baculites syriacus*.

In der Dänischen Stufe sind zu nennen: *Echinocorys Fakhryi* (= *Ananchytes ovata*), *Pecten obrutus* (= *farafrensis*), *Ostrea Osiris*, *Nucula tremolatestriata*, *Natica farafrensis*, *Alaria Schweinfurthi*, *Nautilus danicus* und *desertorum*. —

Santonien ist vielleicht in Baharije und am Dj. Ataka, sicher an den Galalen vertreten. Am oberen W. Quene rechnet ihm HUME Sande und Kalksandsteine, und den marinen „oberen nubischen Sandstein“ zu, der z. T. schon zum Campanien gehört. Diese sandige Fazies begleitet den Westhang des Etbai bis an den Karwanenweg Quene—Kosseir: westlich Kosseir tritt nubischer Sandstein auch nahe dem Roten Meere zutage. — Große Flächen überdeckt senoner nubischer Sandstein südlich des 25.° n. Br. in der arabischen Wüste und im Niltale.

Als scharfer Sporn dringt er in einer alten Einsenkung des Etbai vor im W. Garara-Hodein und bis ans Rote Meer. Der Etbai war also damals ein von großen Talsystemen durchzogenes Gebirgsland. In diesem Gebiete ist sein Alter durch Fossilfunde als Senon gesichert. Auch das Danien dürfte an ihm in Nubien noch teilnehmen. Marine Muscheln wurden bekannt aus der Umgebung von Assuan (*Inoceramus Balli*) und von Edfu (*Ostrea Boucheroni*?). In einzelnen Lagen sind eingeschwemmte Pflanzen häufig, so Reste von Farnen und Laubböhlern, daneben Knochen und Zähne von Fischen, Schildkröten und Krokodilen. Süßwassermuscheln birgt bei Jowikol (bei Kalabsche) ein Limonit.

Nubischer Sandstein bildet den Untergrund Charges und Dachels. Ein unteres graues, ein oberes rotes, gips- und salzhaltiges Tonlager zerlegen die mächtigen Sandsteinmassen. Sie sind als Wasserstauer von Bedeutung.

Im Campanien überwiegen Kalke und weiße Feuersteinkreide. Bitumenreiche und phosphorsaure Kalke spielen eine Rolle. Drei Fazies wurden unterschieden. Die nördliche küstenferne, fossilarme aus weißen Kalken — die mittlere Seichtwasserfazies von weiter Verbreitung, fossilreich und mit Knochenschichten, reich an Phosphaten, geringmächtig — die südliche Dungulfazies aus tieferem Wasser mit kleinen Seeigeln. Innerhalb der ersten Fazies stehen Dj. Ataka, Abu Roash und Baharije. Zur zweiten zählen Vorkommen am Westufer des Suez-Golfes und am nördlichen Roten Meere. Hier werden im Safaga-Distrikt, 22 km von der Küste entfernt, die hellbraunen weichen, an Koprolithen, Knochen und Zähnen reichen Phosphatkalke abgebaut. Fischschwärme dürften einen großen Beitrag zu ihrer organischen Materie geliefert haben. Von drei Bänken ist nur die mittlere bauwürdig. —

Aus dem W. Hamame sind *Bostrychoceras polyplacum* und *Baculites syriacus* bekannt. Austernbänke mit *Ostrea Villei* stellen sich an der Basis des Campaniens ein. Im Niltale südöstlich von Esne finden sich Scaphiten.

In der Libyschen Wüste sind die Overwegi-Schichten verbreitet. Am Dj. Garra bei Assuan sind es mächtige Blättermergel und Mergelkalke mit *Exogyra Overwegi*. In den Oasen ist der Sedimentwechsel beträchtlicher: es kommen vor Mergel, Tone mit Gipsschnüren, Phosphatbänke, oft brekziös ausgebildet und durch Brauneisenerz zementiert, Knochenschichten, Kalke mit *Exogyra Overwegi*. BEADNELL schied in Charge die unteren Phosphatschichten von den Overwegi-Schichten mit der Exogyrenkalkbank. In Charge nimmt die Mächtigkeit des Campaniens nach Süden zu, in Dachel erreicht es 90 m größte Mächtigkeit. Westlich von Dachel fand ZITTEL in den Ammonitenbergen *Libyoceras Ismaeli*, *Baculites anceps*, *Scaphites Kambysis*.

Danien. Das Danien ist noch weiter verbreitet als die vorhergehende Stufe. Es werden in ihm wie in dieser drei Faziesgürtel unterschieden: im nördlichen ist das Danien unbekannt (Abu Roash, Schebrauet) oder als weiße Kreide ausgebildet (Süd-Galala, Wadi Quene, Baharije). Im mittleren erscheinen die Esneschiefer. In der Arabischen Wüste sind es bunte, fossilarme Letten und Schiefer, die von den *Pecten obrutus*-Mergeln, ferner weißen Kalken bedeckt sind. In der Libyschen Wüste beherrschen die Esne-Schiefer das Bild: weiße Spongienkalke schalten sich zwischen sie. Im Süden stellen helle Kalke mit Korallen den Dungultypus dar.

Die Esne-Fazies finden wir in Grabenschollen am Roten Meere, so in der Melaha- und Duwikette, hier mit Diskordanz zum Campanien. Ferner am unteren W. Quene, ebenfalls mit diskordanter Auflagerung über jenem und Geröllzwischenhaltung, am Nil zwischen Quene und Kom Ombo. Bei Esne gliedert sich das Danien in Blättermergel, Obrutuskalke, untere Esneschiefer, weiße Kreidekalke, obere Esneschiefer. Schließlich sind in den großen Oasen drei Haupthorizonte ausgebildet: Untere Esneschiefer als graue Blättermergel, weiße Kreide mit *Echinocorys Fakhryi*, obere Esneschiefer. Ihre reiche Fauna wurde von WANNER und QUAAS beschrieben. Die weißen Kalke entsprechen faunistisch den Maastrichter Schichten. Die Dicke der drei Glieder schwankt stark.

Das Massiv von Abu Roash enthüllt ein wegen seines Umfangs und seiner Fossilien bemerkenswertes Turon-Senon-Profil, das nach BEADNELL, FOURTAU, DACQUÉ angeführt werden mag. Über braunen fossilereen Sandsteinen des Cenomans ruhen:

- | | |
|--------|--|
| Turon. | 1. harter Kalk mit <i>Cyphosoma Abbatei</i> , <i>Linthia roachensis</i> , 1 m m.;
2. Mergel mit Gips, Kalk mit Feuersteinen: mit <i>Praeradiolites ponsianus</i> var. <i>egyptiaca</i> , <i>Durania gaaensis</i> , 18 m m.;
3. harte helle Kalke und braune gipsführende Mergel: mit Muscheln, Nerineen. Actaeonellen (<i>Trochaetaeon Salomonis</i> FR.) „unterer Nerineenhorizont“, 20 m m.;
4. verkieselte oder kristalline Kalke mit Seeigeln und Schnecken, „mittlerer Nerineenhorizont“, 100 m m.;
5. weiße bis bräunliche Kalke, „Hauptnerineenhorizont“ mit <i>Nerinea requieniana</i> , 30 m m.;
6. harte Kalke mit Feuersteinbänken, mit <i>Biradiolites lunbricalis</i> , 32 m m. |
| Senon. | 7. <i>Plicatula</i> -Schichten mit <i>Plicatula Ferryi</i> ;
8. Kalksandsteine, weiche Kalke mit a) <i>Ostrea Heinzii</i> , <i>Dorocidaris Schweinfurthi</i> , b) <i>Ostrea Costei</i> , <i>Salenia egyptiaca</i> , c) <i>Tissotia Tissoti</i> ;
7 und 8 Santonien, 60 m m.;
9. weiße Kreidekalke mit Haifischzähnen, Korallen, Austern;
10. Sandsteine, weiße Kreide, ohne bezeichnende Fossilien;
9 und 10 Campanien, 10 vielleicht Danien, 50 m m, |

darüber diskordantes Eozän.

4. Tertiär

a) Eozän. Über die Art der Auflagerung des marinen Eozäns auf die Kreide wurde schon gesprochen. Transgredierend überflutete es die im oberen Danien und Paleozän trocken liegenden Räume.

ZITTEL gab die Grundlage zur Gliederung des ägyptischen Eozäns. Es gliedert sich in die untere und obere Libysche und in die untere und obere Mokattam-Stufe. Paleozän fehlt. Die Libysche Stufe entspricht der untereozänen Londonstufe, die untere Mokattamstufe der mittlereozänen Pariser, die obere der obereozänen Bartonstufe.

Die Libysche Stufe erreicht eine Dicke bis zu 500 m und ihre Hauptverbreitung in der Libyschen Wüste.

Die untere besteht aus hellen kristallinen, selten schiefrigen Kalken, daneben aus Mergeln und Tonen. Leitfossilien sind: die kugeligen Alveolinen (*A. decipiens* und *pasticillata*), von Nummuliten *N. Ramondi*, *variolaria*, *deserti*, *solitaria*. Sie ist verbreitet an den Galalen, am Westufer des Roten Meeres bis zum 25.^o 55 n. Br. (wohl der Südgrenze des Eozänmeeres); am Niltale östlich des Stromes von Quene an, westlich von Esne an bis Manfalut, in Charge in 70 bis 110 m M. und in Farafra.

In der oberen Libyschen Stufe erscheinen die spindelförmigen Alveolinen (*A. cf. oblonga* und *frumentiformis*), die vereinzelt bis in die untere Mokattamstufe aushalten. Leitende Nummuliten sind: *N. obesa*, *Lucasana* var. *obsoleta*. Verbreitet ist sie an den Galalen, im Niltale in den höheren Regionen am Ufer zwischen Abydos und Deirut, in der Libyschen Wüste bis zur Dungul-Oase.

Die Mokattamstufe führt ihren Namen nach dem Mokattamhügel östlich Kairos, wo sie durch eine Plateaustufe in eine untere und obere Abteilung getrennt ist. HUME schlug ihre Dreigliederung nach paläontologischen Erwägungen vor. Beide Stufen zeichnet starker Fazieswechsel aus. Ihre Fauna zeigt jedoch große Übereinstimmung. Eine Reihe von Arten sind beiden gemeinsam, so *Carolia placunoides*, *Nummulites biarrizensis* und *Beaumonti*. Die größte Verbreitung ist gegeben durch den Südrand der S. Galala, den Dj. Mekeireh am rechten Nilufer, das Nordende von Baharije. Die obere hält sich meist innerhalb der unteren.

In der Unter- („Gizehensis-“) Stufe ist leitend der Riese unter den Nummuliten, *N. gizehensis*, der vereinzelt in der vorhergehenden Stufe auftritt, und seine zahlreichen Varianten wie *Ehrenbergi*, *Zitteli*, *Champollioni* u. a. Es erscheinen in ihr die primitivsten Seekühe: *Eotherium* und *Protosiren*, die ältesten Urwale *Eocetus*, *Protocetus*, *Prozeuglodon*.

Die Unterstufe bildet das obere Drittel des 840 m hohen Dj. Ataka mit 270 m Mächtigkeit. Schmächtiger ist sie am Dj. Auwebed (180—220 m) und am Dj. Geneffe (über 100 m), wo sie zu oberst als Korallenkalke ausgebildet ist. Von den zahlreichen Profilen im Niltale, so gegenüber von Maghagha, ist am bekanntesten das 120—150 m m. des Mokattam. Hier ist die grobkalkige „Gizehensis-Bank“ aufgebaut aus Schalen des *Nummulites gizehensis*; die folgenden erdigen Kalke sind der Baustein Kairos und das Lager prachtvoll erhaltener Sammlungsstücke.

Bei Abu Roash transgrediert die Unterstufe über der gefalteten Oberkreide. Bei Gizeh ist die Sphinx aus ihren tieferen Kalken herausgemeißelt; am Rücken findet sich *Nummulites gizehensis*; der Hals besteht aus weichen, der Kopf aus härteren Kalken der Bausteinbank.



Fig. 33. Der Mokattam bei Kairo. (Nach BLANCKENHORN.)
Eozän (untere und obere Mokattamstufe), Quartär (schwarz).

Die obere Mokattamstufe folgt konform der unteren. Leitformen sind *N. Fichteli* und *intermedia*. Im Nilgebiet lebten nur noch kleine Arten, die nach oben ganz verschwinden. Am Mokattam gliederte BLANCKENHORN diese Stufe von 23—38 m. m. in 8 Horizonte.

Eigenartige Entwicklung zeigt der Mokattam des Fajum. Über den Rajan-Schichten — Gizehensisbänken, Mergeln und Tonen, weißen Gisortienkalken — folgen als Abschluß des Mitteleozäns die tief zerschluchteten Mergel, Mergelkalke und Tone der Ravine-Beds. Die Oberstufe zerlegte BEADNELL in die Birket el-Querun- und Qasr es-Sagha-Reihe. Erstere, überwiegend sandig, ist verbreitet am Nordufer des Sees. Letztere baut die höheren Plateaustufen auf, wechselt petrographisch rasch und birgt in ihrer Mitte eine fluviomarine Deltaeinschaltung des Urnils, die Blattabdrücke und reiche Reste von Land- und Wassersäugern enthält. Die hohe Bedeutung dieser Fauna wurde von ABEL, ANDREWS, OSBORN und STROMER beleuchtet.

Zur Eozänzeit reichte das Meer mindestens bis in die Gegend von Wadi Halfa. Westlich von diesem Orte fanden sich noch rein marine Flachseeablagerungen.

b) Oligozän. Gegen Ende des Eozäns zog sich das Meer fast ganz zurück. Egypten steigt im Oligozän, wie seine Nachbarregionen, unter Schwankungen langsam an. Die im Landbereiche entstehenden Sande und Konglomerate ruhen einer abgetragenen Landoberfläche auf, so in der Libyschen Wüste eisenschüssige Sandsteine auf Nummulitenkalk. Im Norden jener wurden weite Flächen zwischen Fajum und Siwa-Oase übersät mit Kieselgeröllen, die ein oligozäner (oder miozäner?) Urnil ablagerte. Unter der flachwelligen Kieswüste scheint der Untergrund aus feinen Sanden und Sandsteinen heraus.



Fig. 34. Stufenrand der Qasr es-Sagha-Schichten; 12 km westlich Qasr es-Sagha (Fajum). (Aufnahme BEADNELL.)

Eine vielgestaltige Tierwelt belebte das Land, die zu einem Teile ihre Entstehung in Afrika gesehen hat. Nordische Elemente in ihr weisen auf beginnenden Faunenaustausch zwischen Europa und Afrika hin.

Bedeutungsvoll ist die Folge des Dj. Quatrani im Norden des Fajum. Sie besteht aus im Delta des Urnils abgesetzten Land- und Süßwasserschichten, denen Bänke mit Brackwasser- und Meeresfossilien eingeschaltet sind. In den tiefsten Quatrani-Schichten ruhen bis 25 m lange verkieselte Stämme von *Nicolia*, *Caesalpinium*, *Araucarioxylon*, wie Treibholz nebeneinander gebettet. Höchste Beachtung verdienen die Wirbeltierreste: Fische (*Protopterus*, *Lepidosiren*) sind selten, Schildkröten (*Podocnemis progaleata*, *Testudo ammon*) und Krokodile nicht häufig. Seesäuger fehlen im Gegensatze zum Eozän des Fajum.

Landsäuger sind reichlich vertreten: die Rüsseltiere durch das kurzrüsselige *Palaeomastodon Beadnelli* und das tapirgroße *Moeritherium Andrewsii*, die Subungulaten durch das plumpe — auf das Oligozän beschränkte — *Arsinoitherium Zitteli*, dessen Schädel zwei riesige Hornzapfen bewehrten, hinter denen sich zwei winzige Schmuckhörnchen erhoben, die *Hyracoidea* durch *Saghatherium* und viele andere Arten, die Urfleischfresser durch die Gattungen *Sinopa*, *Pterodon*, *Hyaenodon*.



Fig. 35. Verkieselte Baumstämme, 4,5 km nördlich Qasr es-Sagha (Fajum).
(Aufnahme BEADNELL.)

Dazu gesellen sich *Anthracotheriiden* und *Anoplotheriiden*. *Parapithecus Fraasi* und der Menschenaffe *Propliopithecus Haeckeli* krönen das Faunenbild.

Über dieser unteren fossilreichen Lage der Quatrani-Stufe folgen drei größere Schichtkomplexe, dann eine doppelte Basaltdecke, die auf dem Quatrani-Plateau selbst nach Norden von Sanden und Kiesen bedeckt werden, nach Osten aber mit einer marinen Lage abschließen.

Die gleiche marine Ausbildung findet sich westlich der Cheops-Pyramide in der Kom el-Chaschab-Stufe, unterlagert von lagunären Schichten.

An den Nordsaum der Arabischen Wüste wurden vom Nil und anderen Flüssen Massen von Baumstämmen von *Araucarioxylon*, *Palmoxylon*, *Laurinoxylon*, *Nicolia*-Arten aus tropisch feuchten Urwäldern

befördert, die als großer und kleiner versteinerner Wald östlich Kairos erhalten sind¹⁾. In ihr entfaltete sich im Oberoligozän eine heftige vulkanische Periode: zwischen Kairo und Suez drangen Plagioklasbasalte als Gänge, Ströme und Kuppen empor. An ihrem Ende treten Kieselthermen aus; sie verkitteten lose Sande zum Dj. Ahmar-Quarzit. Dieser erbaut rundliche Kuppen um die Quellaustritte, deren Verkieselung nach außen abnimmt.

c) Miozän. Das Mittelmeer flutet wieder über Egypten bis zu einer OW-Linie zwischen Siwa und dem Suez-Golfe. An dessen Rändern drang es jedoch südwärts in den bereits eingebrochenen Erythreischen Graben vor. Im unteren Miozän überwiegen klastische Ingressionsbildungen, im höheren kalkige Absätze.

Einen 110 m m. Ausschnitt von marinen, fluviatilen und terrestren Schichten des Untermiozäns entblößt der Gart el-Leben der Moghara-Oase. Die marinen Sandsteine bergen *Scutella Zitteli*, *Mytilus aquitanicus* und andere des Burdigalien. Die gipsführenden terrestren Schichten enthalten reiche Wirbeltierreste, so *Podocnemis aegyptiaca*, *Trionyx senckenbergianus*, *Brachyodus africanus*.

Untermiozän liegt am Nordrande der Arabischen Wüste zwischen Kairo und Suez, am Westufer des Suezgolfes und am Roten Meere. Im absinkenden erythreischen Graben schlugen sich über gestörter Unterlage dicke burdigalische Sedimente nieder, die nach Bohrungen bis 2000 m. m. werden. Über Pectenkalcken mit *P. sub-Malvinae* stellt sich die wegen ihres Erdölgehaltes wichtige Gipsformation ein mit Gipsen, Salzlagern, Mergeln, Tonen und porösen dolomitischen Kalcken. Dj. Zeit, die Gimsah-Bucht, die Insel Gubal und andere sind wichtige Vorkommen der Ölformation.

Das Helvétienmeer drang über das burdigalische hinaus vor. Das Kalkplateau der Marmarika gehört dieser miozänen Stufe an. An der Oase Siwa stellen sich ferner über Salzmergeln mit *Pecten Zitteli* Kalke und Kalkmergel ein mit *Clypeaster Rohlfsi*, *Ostrea Virleti*. Im Niltale fehlt jedoch alles Miozän. Östlich von Kairo dagegen folgen

¹⁾ Auf dem Mokattam-Gebirge unterscheidet man den großen versteinerten Wald bei Bir el-Fahme und den näher Kairo bei der Mosesquelle gelegenen kleinen. Die Verkieselung der Hölzer soll bewirkt sein durch Kieselthermen, nach der einen Ansicht von stehenden Bäume, nach einer andern von Treibholz. Die weite Verbreitung der Kieselhölzer spricht aber gegen die Mitwirkung heißer, örtlich tätiger Quellen. Vielmehr erscheint nach STROMER in Wüsten, wo alkalische Salze und Einkieselungen eine große Rolle spielen, eine Verkieselung der Hölzer bei ihrer Herauswitterung aus den Hüllschichten wohl zutreffender. — Wurzel-, Rinden- und Astlosigkeit der Stämme zeugt für ihren Treibholzcharakter: manche könnten auch am Fundort gewachsen sein. — Versteinerte Wälder sind auch im senonen nubischen Sandstein, in der oberoligozänen Chuscha-Stufe, in der miozänen Moghara-Stufe erkennbar. Masse und Größe der Stämme spricht gegen ihre Abstammung nur aus Baumbeständen von Oasen oder Galeriewäldern.

z. B. am Dj. Geneffe in 100 m. M. auf Sandsteine mit *Pecten sub-Malvinae* Heterosteginen-, Lithothamnien- und Korallenkalke.

Am Suez-Golfe steht mächtiges jüngerer Miozän an zwischen Ataka und nördlicher Galala mit Korallen und Austern, und in der Ölregion. Ein Teil der Gipsformation wird noch dem Helvétien und Obermiozän entsprechen. Die ihr aufliegenden sandigen Kalke mit großen Austern (*Ostrea giengensis* var. *setensis*, *Virleti*) gehen ins Pliozän hinauf („Mio-pliozän“ HUMES). Diese bezeichnen das Ende der Herrschaft der Mittelmeerfauna am Roten Meere.

d) Pliozän. Im Unterpliozän (Pontische Stufe) war Egypten trocken gefallen. Doch wagte das Mittelmeer des Oberpliozäns (Plaisancien-Astien) einen schwachen Vorstoß: in einer dem Niltale folgenden Bucht gelangte es bis Feschn. Unter 220 Arten dieser *Ostrea cucullata*-Stufe (= Astien- und Clypeaster-Stufe) des Niltales sind 30% ausgestorben, 70% leben noch heute. Die Fauna mit *Clypeaster aegyptiacus*, *Pecten scabrellus* zeigt nur geringe Beziehungen zum Indik. Sande und Sandsteine der Asti-Stufe begleiten das linke Nilufer von den Gizeh-Pyramiden bis Sedment. Bekannt ist der Clypeaster-Fundort Kom esch-Schellul. Rechts des Nils liegt sie am Westfuße des Mokattam, wo sich ihre Spuren vielleicht bis 100 m über dem heutigen Meeresspiegel finden: ferner mächtig am W. Tebin südlich von Heluan und noch bei Dahaibe.

Fluviomarines Astien schüttete der Urnil längs des W. Natrun auf. Zwei Schichten am Gart Muluk sind reich an Fischen, Krokodilen und Säugern, über die v. STROMER Wertvolles mitteilte. Unter den letzteren wären zu nennen; *Hippopotamus hipponensis*, *Hipparion*, *Rhinoceros*, *Elephas*, *Mastodon*: Reste von Seekühen und Seehunden, von Raubtieren (*Machaerodus*, *Hyaena*) und drei Hundsaffen. Unter den Landsäugern herrschen nordische paläarktische Typen, besonders der jüngeren Hipparion-Fauna Südeuropas vor. Deren Einwanderung war durch die großen Landgebiete über dem östlichen Mittelmeere so erleichtert, daß sie die einheimischen altäthiopischen verdrängen.

5. Quartär

Marine Kalke säumen, selten von miozänen Vorgebirgen durchbrochen, die Mittelmeerküste von Abukir westwärts. Sie steigen bis 100 m an, mehrere gehobene Bodenwellen bildend. Ihre Unterlage sind altquartäre terrestre Helix-Kalke mit *Helix quadridentata*. Darüber liegen die Kalke von Mex, der Trümmerkalk von Alexandrien, schließlich diskordant äolische helle Kalksande. — Port Said umgibt marines Alluvium.

Ein diluviales „Sahara-Meer“, das weit landein vorgedrungen wäre und auf den Wüstentafeln seine Sande zurückließ, hat nicht bestanden.

Im Nildelta folgen auf pliozäne Küstensande Tone, dann größere Nilabsätze, schließlich alluviale Flußschlamme und -sande.

Bei Mehallet Roh in der Mitte des Deltas zwischen den beiden Hauptarmen des Nils erbohrte FOURTAU folgendes Profil:

Alluvium	{	Kulturboden	0,90 m
		Sandiger Ton	1,50 "
		Fester Ton	6,60 "
		Sandiger Ton	1,20 "
		Toniger Sand	1,50 "
Diluvium	{	Sande mit Hornblende	4,50 "
		Toniger Sand und Kies	1,20 "
		Sandiger Ton	2,60 "
		Dichter Ton mit Kalkkonkretionen	2,00 "
		Toniger Sand	8,00 "
Marines	{	Leicht toniger Sand und Kies	5,00 "
Plioän?	{	Sand mit Kies	5,00 "
			40,00 m

Das Nordende der Arabischen Wüste wird überzogen von groben diluvialen Sanden mit eingelagerten gipsigen Tonen. Ihre Fauna enthält die gegenwärtig noch im Niltale lebenden Mollusken *Aetheria*, *Spatha*, *Vivipara*, *Melania*.

Das vielgestaltige Diluvium des Niltales erfuhr durch BLANCKENHORN eine ausführliche Darstellung. Es kommen vor: Ablagerungen aus der Günz- und Mindel-Eiszeit mit den oberen Terrassen im Niltale,

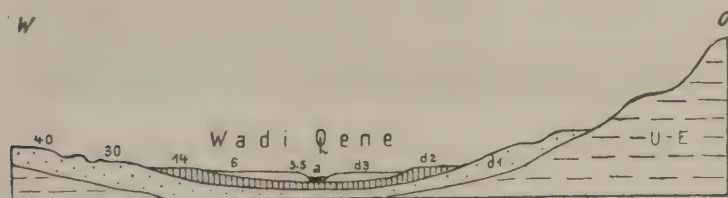


Fig. 36. Diluvialterrassen über Eozän am Ausgange des Wadi Qene ins Niltal. (Nach BLANCKENHORN.)

entsprechend dem großen Pluvial BLANCKENHORNS, der Mindel-Riß-Zwischeneiszeit, entsprechend seiner Interpluvialzeit, der Riß-Eiszeit, entsprechend seinem Höhepunkt des großen Pluvials, der Würm-Eiszeit mit den Mittelterrassen, entsprechend dem kleinen Pluvial, des Alluviums mit den Niederterrassen.

Menschliche Werkzeuge verschiedener Kulturstufen sind von zahlreichen Fundplätzen am Niltale bekannt. —

Im niederschlagsreichen Plioän und Diluvium dürfte der Alabaster Egyptians entstanden sein. Unter Alabaster — genannt nach der Stadt

Alabastron am Nil östlich Assiut — verstanden die Altegypter nicht schwefelsauren Kalk, sondern Kalkspat und Kalksinter, die bei größeren Mengen abgebaut wurden. Der Alabaster tritt am Nordsaume der Arabischen Wüste an jungtertiären Brüchen und in Hohlräumen im Eozänplateau auf, die von kalkbeladenen Sickerwässern lagenweise mit Kalk ausgefüllt wurden.

Dünen. Das Mittelmeer säumen dem Strande gleichgerichtete Kalksanddünen. Die gebirgige Arabische Wüste zeigt Ansammlungen kleiner Streusanddünen, abgelagert an windgeschützten Orten. Den



Fig. 37. Isolierte Düne bei Gar el-Gehannem (Fajum). (Aufnahme BEADNELL)

Rücken der Libyschen Wüste blockieren lange schmale Banddünen, ihre Depressionen füllen unregelmäßige Sandfelder auf. Die Reihen der Banddünen, die ihre Steilseiten nach SW kehren, laufen in größter Beharrlichkeit von NNW nach SSO, der vorherrschenden Windrichtung angeglichen. So durchmißt der Abu Muharriq-Zug die Libysche Wüste zwischen Moghara und dem südlichen Charge in einer Länge von 650 km. Sein Material entstammt dem Mündungsgebiete des libyschen Urniles. LEBLING erklärt die Entstehung der Banddünen durch ihr Fortwachsen im eigenen Windschatten, während ihre Flanken vom Winde gefegt werden. —

Die Plateauflächen und Nilterrassen bedecken drei klimatisch gegürtelte Bodentypen: Feste Kalkkrusten, zu oberst von dünner Kiesel-

haut geschützt, scheiden sich in Nordegypten im Gebiete der mediterranen Winterregen aus. Südlicher, unter trockenerem Klima, folgt der Gürtel der porösen Kalkgips- oder Gipskrusten. Der sich stetig erneuernde Gips wird als Dünger und Mörtel verwandt. Diesen brekziösen Krusten schließt sich die Zone der unverkitteten Trümmerböden an: die Stein- (Hammada) und Kieswüste (Serir).

6. Jungvulkanische Gesteine

Tertiäre, wohl oligozäne Feldspatbasalte flossen aus in der Oase Baharije, auf dem Dj. Quatrani, bei Abu Zabel am Ismailia-Kanal, am Nordrande der Arabischen Wüste. Die Decke am Dj. Quatrani besteht aus zwei, durch Tuffe getrennten Lagen von Basalt; die untere, 3 m mächtig, aus dichtem, die obere von 6 m Dicke aus blasigem.

Das Aufdringen dieser Basalte erleichterten wohl streichende Brüche im Verlaufe des Syrischen Bogens — ähnlich wie in Syrien —, oder Brüche im Gefolge der Eintiefung des erythreischen Grabens.

Ein sehr viel interessanteres jungvulkanisches Gebiet liegt im Etbai:

Am W. Natasch ($24^{\circ} 25' N$, $34^{\circ} 10' O$) beschreibt BARTHOUX ein 30 : 20 km messendes Gebiet jungvulkanischer Gesteine, den durch Erosion abgetrennten Teil eines bis zur Karawanenstraße nach Kosseir reichenden großen vulkanischen Massivs. Es birgt Rhyolithe — normale und weiter verbreitete Alkalitrachyte (mit Bostoniden) —, Sölvbergite in Röhren von 100 m bis 3 km Durchmesser, übergehend in nephelinführenden Mikrosyenit und in Tinguait — Andesit und Trachyandesit —, Labradorbasalte. Im Süden dieses Gebietes überwiegen Andesite, im Nordwesten Trachyte, im Norden und Nordosten die Alkalitrachyte. Die Basalte wieder überdecken einen bogenförmigen Streifen im Osten der vulkanischen Decke. Die Tiefenform der Alkalitrachyte und Sölvbergite zeigt sich in dem sodalithhaltenden Nephelinsyenit des Dj. Abu-Kbrug und im Mikrosyenit des Dj. Hadarba. Die chemische Zusammensetzung zeigen die folgenden Analysen:

	I	II	III	IV	V
SiO ₂	70,5	58,4	64,9	48,7	45,0
Al ₂ O ₃	12,8	17,6	19,2	20,6	18,8
Fe ₂ O ₃	3,1	1,7	0,2	0,65	—
FeO	0,2	5,0	—	8,3	9,9
TiO ₂	0,4	0,4	1,5	2,5	3,7
MgO	0,2	0,4	0,2	4,3	5,6
CaO	1,2	3,0	0,5	6,6	7,8
Na ₂ O	6,4	8,1	7,25	4,9	5,65
K ₂ O	3,25	4,2	5,95	1,8	2,4
Glühverlust . . .	1,55	1,9	0,5	1,8	1,6
	99,7	100,7	100,2	100,15	100,45

I. Rhyolith; II. Trachyt; III. Albitit; IV. Andesit; V. Basalt.

Schicht-Tabelle für Egypten

Karbon		Sandsteine, Mergel mit Gipsschnüren Kalke und Mergel mit Crinoidenkalkbank Sande, Mergel („Araucarioxylon-Bank“) ?
	Unter- kreide	Vraconien Unterkreidischer nubischer Sandstein Schichten mit <i>Knemiceras syriacum</i> „Baharije-Stufe“
Oberkreide	Cenoman	Sch. mit <i>Ostrea olisiponensis</i> , <i>flabellata</i> , <i>Neolobites Schweinfurthi</i>
	Turon	Hippuriten-Sch. mit <i>Durania</i> , <i>Hipp. resectus</i> , <i>Biradiolites lumbri- calis</i> , <i>Vascoceras Kossmati</i> , <i>Tissotia Schweinfurthi</i> Nerineenkalke von Abu Roash („mittlerer nubischer Sandstein“)
	Santon	Sch. mit <i>Ostrea Bourguignati</i> , <i>Tissotia Tissoti</i> („oberer nubischer Sandstein“)
	Campan	Sch. mit <i>Ostrea Villei</i> , <i>Exogyra Overwegi</i> („Overwegi-Schichten“), <i>Bostrychoceras polyplacum</i> Phosphatkalke
	Danien	Esne-Schiefer Weiße Kalke mit <i>Echinocorys Fakhryi</i>
Tertiär	Paleozän	—
	Eozän	Untere libysche Stufe mit kugeligen Alveolinen, <i>Num. Ramondi</i> , <i>deserti</i>
		Obere libysche Stufe mit spiraligen Alveolinen, <i>Num. obesa</i>
		Untere Mokattam-Stufe („Gizehensis-Stufe“) mit <i>Num. gizehensis</i> Rajan-Sch. } des Fajum Ravine-Sch. }
		Obere Mokattam-Stufe mit <i>Num. Fichteli</i> , <i>intermedia</i> Birket el-Querun-Sch. } des Fajum Quasr es-Sagha-Sch. }
	Oligozän	Quatrani-Sch. im Fajum Versteinerte Wälder. Dj. Ahmar-Quarzite. Kom el-Chaschab-Stufe Basalte
	Miozän	Burdigalien: <i>Mytilus aquitanicus</i> -Sch. von Moghara Erdölformation (samt jüngerem Miozän) am Suez-Golfe Helvétien: Marmarika-Kalke Sch. mit <i>Pecten Zitteli</i> (Siwa-Sch.)
	Pliozän	Jüng. Miozän: Sch. mit <i>Ostrea Virleti</i> —
		Pontische Stufe: — Oberpliozän: <i>Ostrea cucullata</i> -Sch. (= <i>Clypeaster</i> -, = <i>Pecten scabrellus</i> -Schichten) Fluviomarines Astien im Wadi Natrun
Quartär		Helix-Kalke Marine Kalke von Mex, Trümmerkalke von Alexandrien Diluvium des Nildeltas und Niltales Alluvionen, Sande, Dünen

Das Alter dieses Komplexes sieht BARTHOUX als oberkretazisch (Aturien) an. Wir halten ihn für ein Glied der tertiären ostafrikanischen Eruptivprovinz.

Die vulkanischen Ereignisse in Egypten bringt BARTHOUX in ursächlichen Zusammenhang mit marinen Transgressionen: so die zweier alter (algonkischer) Andesite mit je einer Meeresüberflutung, die Basalte des Sinai mit der jurasisch-cenomanen, die vulkanischen Gesteine des Wadi Natasch mit der cenoman-senonen, die der „mediterranen“ Basalte mit der vindobonischen. Solche Beziehungen bestehen nicht, dagegen sehr viel bessere zu den tektonischen Phasen im ägyptischen Boden.

IV. Die abflußlosen Senken der Libyschen Wüste

Die abflußlosen Senken der Libyschen Wüste schließen sich zu zwei Gruppen zusammen: in die südliche reihen sich die „Großen Oasen“ und Baharije, in die nördliche die unter den Meeresspiegel hinabreichenden Becken der Fajum-Niederung, des Natrontales und anderer bis zur Siwa-Oase. Außerdem durchlöchern das Wüstenplateau viele kleine Aushöhlungen.

Die südlichen Oasen (Oase altegyptisch: uah, arabisch: el-wah) — das trügerische Bild schöner grüner, wasserreicher und wohlbewohnbarer Inseln inmitten der Einöde der Wüste vorgaukelnd — sind sehr umfangreiche, tiefe Aushöhlungen in der Wüstentafel. Über ihren Grund verstreut sind nur vereinzelte kleine Stellen fruchtbar, deren Umrandung oft durch Flugsand noch unwirtlicher erscheint als die Wüste selbst. Viele solcher kleinen Oasen liegen im Cirkus einer großen geborgen. Pflanzenwuchs und Bewohnbarkeit gründet sich allein auf ihren unterirdischen Wasservorrat, der durch Quellen oder künstliche Brunnen aus Grundwasserströmen emporgebracht wird.

Als Riesenoasen sind der Libyschen Wüste in Egypten eingebettet: zunächst Baharije, Farafra und Iddailja, weiter Dachel und Charge, die Oasis major der Römer. Unter dem Wendekreis des Krebses folgen die kleineren von Dungul und Kurkur. Alle bilden Vertiefungen mit regellosen Umrissen, meist im Norden von hohen Rändern abgeschlossen, nach Süden aber geöffnet und allmählich in das Tafelland übergehend. Aus ihrem Grunde schauen die jeweils ältesten Schichten zutage, in Charge auch der Granit des Grundgebirges. Der Oasenboden ist von jungen Ablagerungen, Schutt und Sandmassen, auch Salzböden, nur dünn verkleidet, von Zeugenbergen jeder Größe belebt.

Charge mißt über 3000 qkm. Sein Westrand geht in die Nordwand des fruchtbareren Dachel über, das an niederem Lande 410 qkm

bedeckt. Von diesem sind kultiviert 108 qkm, kultivierbar, aber unangebaut 89 qkm. Salz Sümpfe und -niederungen nehmen 29 qkm ein. Die nördlich zugespitzte Niederung von Farafra, des Landes der Rinder der Ägypter, wird von Baharije nur durch einen 25 km breiten Plateaustreifen getrennt.

Baharije, die Oasis minor der Römer, zeigt ein NO—SW gestrecktes, geschlossenes Oval von 95 km Länge und 35 km Breite. Ihre steilen Ränder sind zerlappt, von tiefen Buchten und langen Vorsprüngen gegliedert. Aus der Senke der „Nordoase“ steigt ein Gewirr von Zeugenbergen an, die sie in Einzelkessel zerlegen; eine dunkle Kappe von verkieseltem Eisensandstein verlangsamt ihre Vernichtung. 10 000 Dattelpalmen und andere Fruchtbäume, bewässert durch starke Thermen, erlauben es 6000 Einwohnern, ein seßhaftes Leben zu führen.

Die Höhenunterschiede zwischen Tafelkante und Oasengrund sind beträchtlich. Die tiefste Stelle in Baharije erreicht nur 110 m Meereshöhe, in Farafra (Ain el-Wadi) 26 m, in Dachel (Bir el-Math) 58 m, in Charge 38 m, während die Ränder hier zu 400 m ansteigen, bei Dachel bis zu 500, bei Baharije auf 250 bis 300 m.

Über die Entstehung dieser Hohlformen, deren Monographen BALL und BEADNELL sind, wurden verschiedene Ansichten laut:

Tektonische Vorgänge seien die ersten Ursachen ihrer Bildung gewesen. Die Baharije-Oase fällt so mit dem Streichen der Abu Roash-Achse des Syrischen Bogens zusammen. Ihr Sattelfirst aus harten Eozänkalken mag geborsten sein, so daß die unterlagernden weichen Schichten der Wegführung leicht anheim fielen. Vielleicht im Oligozän stand hier ein Süßwassersee. Leichte Faltung war auch bei Farafra Grund für die Entstehung einer Hohlform, bei Charge dazu NS-streichende Brüche zwischen Dj. Tarif und Ter, die nach BEADNELL einen schmalen Graben einschließen. Diese Störungszone verläuft demnach in der Längserstreckung der Oase. Ihr wird auch das schmale Nordende Charges zugerechnet. LEUCHS weist ausdrücklich auf die Bedeutung tektonischer Störungen für die Entstehung der großen Oasen hin. Sie fördern durch Zertrümmerung der harten oberflächlichen Kalke die spätere Ausräumung.

In vielen kleinen Becken der Libyschen Wüste dagegen, so auch in Kurkur, ist keine Spur tektonischer Einwirkungen zu erkennen. Sie verdanken atektonischen Kräften ihre erste Anlage.

BLANCKENHORN mißt der Lage der Oasen an der Grenze zweier Schichten Wichtigkeit zu: eine Verbindungslinie zwischen Iddailja, Farafra, Dachel und Charge entspricht der heutigen Ausdehnung des Untereozäns gegen SW; die zwischen Dachel und Charge zugleich der äußersten Grenze der senonen Meerestransgression über den nubischen Sandstein. Transgressionssäume mögen die Entstehung der OW gerichteten Oasenränder in geringem Ausmaße begünstigt haben.



Nilhochflut und Wüste bei den Pyramiden von Gizeh (westlich von Kairo).
(Fliegeraufnahme.)



Der erste Katarakt des Nils bei Assuan. Blick auf das Westufer des Nils.



Blick vom nördlichen Steilrand der Oase Chargeh nach Süden. (Aufnahme LEUCHS.)
Parallele Windfurchen und Sandstreifen, im Hintergrunde Zeugenberge.



Nordrand des Oasengebietes von Chargeh. (Aufnahme LEUCHS.) Oben Steilmauer
aus Nummulitenkalk, darunter obere Kreide, darunter nubischer Sandstein.

Tektonische Eingriffe, weniger die Lage, sind Vorbedingung für die Entstehung der großen Oasen. Ihre Ausräumung aber verdanken sie anderen Kräften. Ungeheure Gesteinsmassen sind aus ihren Höh-

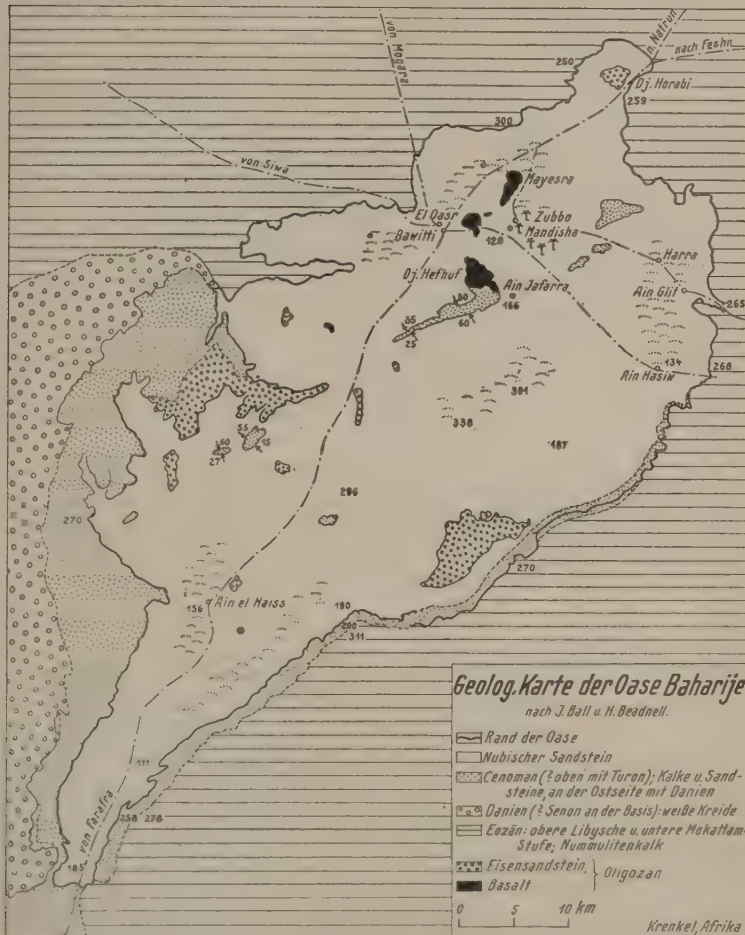


Fig. 88. Geologische Karte der Oase Baharije. (Umgezeichnet nach BALL und BEADNELL.)

lungen weggeschafft worden. Diesen Abtransport bewirkte nur zu kleinen Teilen das Wasser, zu allermeist aber der Wind.

Die Austiefung der Oasen begann wohl im Alttertiär unter tropisch-heißem Klima, die im Jungtertiär in einem trocken-heißen weiter ging. Das Oberpliozän—Diluvium brachte dagegen sehr wahrscheinlich eine feuchte Periode mit steigenden Regenmengen. Diese trugen gewiß zur

Vergrößerung der schon bestehenden Oasen bei, wie zur Zerschneidung des Wüstenplateaus überhaupt. Kalktuffe sind verbreitet in Kurkur, die Kreide und Eozän an Boden und Rand der Oase gleichmäßig überziehen, und über diese hinausgreifen. Ähnliches gilt für Charge, wo sie nur am Ostrande mit Blättern von *Quercus ilex* hängen. Die mächtigen, verbreiteten Kalktuffe konnten nur in Zeiten reicheren Wasserhaushaltes entstehen. Diluviale Abflußrinnen mit Geröllen weisen, dieser Annahme entsprechend, auf eine gesteigerte Arbeitsmöglichkeit des Wassers hin. Die heutigen seltenen Regengüsse — ROHLFS und ZITTEL erlebten am Regenberge einen mehrtägigen Landregen — führen in stark abgeschwächtem Maße die Arbeit der diluvialen Gewässer fort.

Der überwiegende Anteil in der Ausräumung aber fällt Wind und Wüstenverwitterung zu. Beide wirken in der bekannten Weise: die vorherrschenden NW- und SW-Winde besonders durch Abtragung, die



Fig. 39. Djebel Quatrani und Birket el-Qurun. (Nach BLANCKENHORN.)

1 = Mittelleozän, 2, 3 = Obereozän, 4 = Oligozän, 5 = Alluvium, B = Basalt.

Verwitterung aber teils mechanisch durch Sprengwirkung auskristallisierender Salze, den Wechsel zwischen Erhitzung und Abkühlung, teils chemisch durch Angriff kräftiger Salzlösungen aufs Gestein. Die durch Verwitterung an Rändern wie Boden der Oasen gelockerten Massen fallen dem Abblasen durch Stürme leicht und schnell zum Raub. Dazu kommt der Schliff der Felswände durch sandbeladenen Wind: Profilierung zu Kanten aus hartem, zu Rinnen aus weichem Materiale zeugen von dieser Tätigkeit. — So arbeiten randliche Rückverlegung und gründige Vertiefung in mannigfaltigen Abwandlungen Hand in Hand zur Vergrößerung der Oasen.

Die gleichen Kräfte waren Haupterzeuger der nördlichen Depressionen.

Die rundliche Niederung des Fajum bedeckt 12000 qkm. Sie wird von dem Nilarm Bahr Jusuf und seinen Kanälen bewässert. In ihrer Tiefe ruht vor dem aus Tertiär und Basalten erbauten Dj. Quatrani die flache, doch nur leicht salzige Birket el-Qurun in —44 m Meereshöhe. Der Boden des Kessels ist überzogen von Nilschlammen und Absätzen ihres ausgedehnten diluvialen Vorgängers. Unter den

Pharaonen der 12. Dynastie wurde dieser „Moeris-See“ als Regler der Nilhochfluten von Wichtigkeit für die Bewässerung des Niltales. Seit den Ptolemäern verminderte sich seine Wasserfüllung bis auf den heutigen Rest. Die Nordumrahmung des Fajum ist tektonisch nicht ungestört. (pliozäne?) WO-Brüche, die wohl Einfluß auf Form und Absenkung der Birket nahmen, wurden neben anderen nachgewiesen.

Das W. Rajan sinkt 42 m unter den Meeresspiegel.

Die höchstens 15 km breite Senke des W. Natrun, deren tiefster Punkt — 23,6 m unter dem Meeresspiegel steht, spaltet sich in NW-



Fig. 40. Moeris-See und Birket el-Qurun. (Nach BEADNELL.)

Richtung vom Niltale ab. Ihre 60 bis 70 m hohen parallelen Gehänge fallen sanft und gleichmäßig ab. In alluvialer Zeit barg das W. Natrun keinen Nilarm mehr; doch gehörte es dem Mündungsgebiet des diluvialen Nils an. Plioäne Deltaschichten des Urnils bilden seinen Untergrund. Die Entstehung des W. Natrun sah RATZEL in einem Grabenbruch, BLANCKENHORN in einer in der Mitte gebrochenen Mulde der Plioän-schichten: STROMER vermutet nur am Südrande einen Bruch zwischen Plio- und Miozän. Seine Ausräumung erfolgte so wie die der großen Oasen.

Eine Kette von 10 Salzseen, darunter Fasda, el-Beda, el-Gaar, ist in 50 km Länge über das Natrontal verstreut, die vor 150 Jahren noch vorübergehend vereinigt waren. Ihre wie Eis blendende Fläche wird von blutroten, durch Mikroorganismen so gefärbten Wasserlachen

unterbrochen. Der Salzgehalt der einzelnen Seen ist verschieden. Mit dem Ansteigen der Nilflut, die den Grundwasserspiegel hebt, steigt ihr Spiegel an. Die starke Besiedelung des Natrontales in historischer Zeit zeugt von der Verschlechterung der Wasserverhältnisse. Eine südliche Parallelkette von Seen ist bis auf spärliche Reste verschwunden.

Seen und Böden der „sochet-heman“, des Salzfeldes der alten Ägypter, scheiden reichlich aus dem verdunstenden Grundwasser Natriumkarbonat, Natriumchlorid und -sulfat aus. Über die komplizierten Umsetzungen dieser Salze bestehen die verschiedensten Ansichten. Das Profil eines Natronsees lautet:

Kochsalzkrusten auf dem Wasser, weiß oder rot,
Wasserlauge,
20—30 cm reines kristallines Natron (Sultane),
Tonschlamm mit Sulfat (Kortaja),
kohlschwarze, beim Trocknen weiß werdende „Katyre“, eine
2—4 m. m. werdende Mischung von Schlamm, Sand und
Natriumsesquikarbonat.

Das Salz wird seit alter Zeit, mindestens seit 1500 Jahren v. Chr. abgebaut, zurzeit durch die Egyptian Salt and Soda Comp. Jährlich werden von Juni bis August 60 000 Tonnen Salz gewonnen. —

Folgende Depressionen mögen noch genannt sein: die Oase Moghara (— 7 m) mit dem Miozänprofil des Gart el-Leben, der Sittrah-See (— 25 m), Areg (— 70 m) und endlich die Ammonsoase Siwa (— 25 m). Moghara, Sittrah und Siwa sieht BLANKENHORN als grabenförmige OW-Einbrüche an. Aus dem Siwa-Kessel ragen als höchste die Inselberge Adrar-Amilal und Adrar-Gari 100 m auf. Der Boden besteht außerhalb des Fruchtlandes aus gelbem Dünen sand, Salzseen und -lachen, die von braunen Salzsümpfen umgeben sind. Schmale Pfade, von Palmenzweigen bezeichnet, leiten durch diese gefährlichen Moräste. Lebensader der Oase sind die süßen Thermalquellen, so die berühmte Sonnenquelle, deren Temperatur am Mittag am niedrigsten sein soll.

V. Der historische Nil

Den Vorläufer des nur bis ins Pliozän verfolgbaren ägyptischen Nils nannte BLANKENHORN den libyschen Urnil. Dieser ist nur in seinen mittelmeeernahen Mündungsgebieten, nicht in seinem ganzen Talwege festzulegen, der sich westlich des Niltales hielt. Die Sedimente seines, je nach der Strandlinie des Mittelmeeres unstät wandernden, mächtigen Deltas sind terrestrer, fluviatiler und litoraler Art, in den verschiedenen Bildungsperioden sich aber sehr ähnelnd: Sande und Sandsteine, daneben graue und grünliche gipsige Mergel und Tone, schwarzer



Fig. 41. Lehmtenne in der Libyschen Wüste bei Gara (an der Karawanenstraße vom Natrontale nach der Oase Siwa.) (Aufnahme STEINDORFF.)



Fig. 42. Abstieg vom libyschen Wüstenplateau nach der Niederung Areg (— 70 m) mit ihren Zeugenbergen. (Aufnahme STEINDORFF.)

Nilschlamm, selten Kalke. Die diesem ästuarinen Geburtsbereiche angepaßten reichen und wichtigen organischen Reste sind Land- und Süßwasserpflanzen, fluviatile und marine Mollusken, Fische aus Brack- und Süßwasser, Krokodilier und Schildkröten, Landdinosaurier, Land- und Seesäuger.

Die ältesten Urkunden über den Urnil entdeckte STROMER in Baharije im Unterenomane, solche unteren Alters BLANCKENHORN bei Mahamid im südlichen Natrontale. Im Obereozän lag der breite Mündungstrichter zwischen Kairo und dem Fajum, wo die fluviomarinen Schichten 120 m m. werden. Im Oligozän schüttete der Urnil ein sehr ausgedehntes Delta auf: seine Südspitze erreichte den 27.° n. Br. westlich Deirut am linken Nilufer; seine Westgrenze verlief im Osten von Baharije nach Moghara, die östliche um W. Rajan und Fajum nach Kairo und zum Dj. Ataga. Groß ist der Reichtum dieses Deltas an verkieselten Baumstämmen und Wirbeltieren. Im Untermiozän lag die Mündung des Urnils zwischen Moghara und Der el-Beda östlich von Kairo. Spärliche pliozäne Reste seines Sterbens birgt W. Natrun. Die in den älteren Ablagerungen vorkommenden Gerölle aus Gesteinen des Etbai sind nun plötzlich nicht mehr zu finden.

Seine Herrschaft erbt nun der Nil. Am heutigen unteren Niltale mögen einzelne meridionale Brüche entstanden sein. In diese tektonisch veranlaßte Niederung, die aber kaum ein Grabenbruch war, drang das pliozäne Meer der Cucullata-Stufe als schmale Bucht vor. Diese zog allmählich die Entwässerung des Umlandes an sich und setzte den Unterlauf des Urnils außer Tätigkeit. Dem weichenden Oberpliozänmeere folgte der entstehende Nil.

Im älteren Diluvium erfüllen das Tal noch einzelne große, vom Strome durch Schnellen verbundene Seen. Die Molluskenfauna mit *Melania*, *Melanopsis*, *Vivipara*, *Neritina* hat mediterranen Charakter. Eine Verbindung des „paläarktischen“ Nils mit seinen heutigen äußersten Zuflüssen bestand nicht: deren tropische, gegenwärtig im Nile lebende Fauna mit *Ampullaria*, *Lanistes*, der noch jüngeren *Spatha-Aetheria*-Gesellschaft fehlt ihm völlig. In der Riß-Eiszeit kräftig angeschwollen, entwässerte der Nil die Beckenseen und schuf einen, infolge Senkungen im Deltagebiet in seiner Erosionsarbeit lebhaft gesteigerten Wasserstrang, der sich nun erst mit den wasserreichen Gewässern Abessinians und des Bahr el-Ghazal durch Anzapfung vereinigte. In der Talfurche und an den Mündungen der großen Seitentäler lagern sich gewaltige Massen von Kiesen und Sanden ab, die als Hochterrassen 50—70 m über den Stromspiegel steigen. Der Würm-Eiszeit gehören die Schotter der Mittelterrasse an, die 2—10 m Höhe erreicht. Eine kaum kenntliche Niederterrasse fällt schon dem Alluvium zu. Wir gaben insoweit die Ansichten BLANCKENHORNS wieder. —

Durch den starken tropischen und subtropischen Wasserzugang in regelmäßigen Schwellen genährt, durchdringt der Nil trotz hoher Verdunstung den Wüstengürtel.

In dessen Süden erst liegen seine weit verästelten Nähradern, die sich zu einigen großen Einheiten zusammenschließen lassen. Durch ihren Anschluß an den ägyptisch-nubischen Nil entsteht das System des 6600 km langen Stromes, dessen entfernteste Quellen am Osthange des Tanganjika-Grabens entspringen. Über die Charaktere dieses transsaharischen Nils mögen einige Ausführungen angeschlossen werden.

Das Stromgebiet des Nils gliedert sich zwischen Berber — unterhalb dieses Ortes empfängt der Nil keinen Zufluß mehr — und seinen letzten Quellästen in drei Hauptsammelbecken. Über diese und ihre Teile haben LYONS und WILLCOCKS berichtet. Die Geschichte ihrer Anschließung an den ägyptischen Nil als ihren jüngsten verbindenden Faden, ihr Zustand vor dieser Angliederung, besonders aber Charakter und Abflußverhältnisse ihres Landgebietes noch vor der Beckenbildung geben Rätsel auf, deren Lösungsversuche, wie die von E. SUESS, GREGORY, HUME, FOURTAU, STIGAND und der nachfolgende, insgesamt mangels beweisender geologisch-morphologischer Aufnahmen tastende Fühler bleiben.

Das Werden des Nilsystems liegt verankert in den tertiär-quartären Bodenbewegungen Ostafrikas, z. T. in dessen „Störungszonen“ selbst, z. T. in den Blockzerlegungen des Ostsudans. Losgelöst von diesen tektonischen Vorgängen ist der Geschichte des Nils nicht beizukommen, deren maßgebender Angelpunkt wieder in dem jungen Aufsteigen der abessomalischen Region gegeben ist.

Das nördlichste der nilotischen Sammelbecken ist das abessinische. Unter seinen beiden Teilbecken, dem des Atbara und des Blauen Nils, kommt letzterem im ganzen Nilgebiet eine überragende Stellung vermöge seiner sieghaften Erosionskraft zu.

Die außerordentlich beträchtlichen und raschen Veränderungen der orographischen Gliederung in der abessomalischen Region während Tertiär und Quartär ließen die wasserreichen Zubringer des Blauen Nils entstehen. Dieser läuft, entsprechend der tektonisch geschaffenen Hauptabdachung Abessiniens, nach NW ab, auffällig die erythreische Richtung einhaltend.

Vor der granitenen Schwelle von Roseires bildete sich zunächst ein Stausee als Erosionsbasis des Blauen Nils. Diese Schwelle wurde durchnagt. Unterhalb von ihr ergossen sich in wechselnden Betten Dinder und Rahad in ein benachbartes seeartiges Becken, das von Sennar. Es endete an dem rhyolithischen Riegel von Chabluka, dem ersten Nilkatarakt. Das Sennar-Becken wurde dem Blauen Nil tributär, der sich auch das des Atbara nach gelungenem Durchbruch

der Chabluka-Barre anschloß. Das Atbara-Becken sieht seine äußersten Adern ebenfalls im abessinischen Hochlande, und fließt parallel dem Blauen Nil ab.

So war das unterste Hauptbecken mit der Nilstrecke zwischen Berber und Chartum eine Einheit geworden, das seine Wässer nun durch Nubien nordwärts sandte. Diese mögen bereits im Mitteltertiär sich mit Flüssen gemischt haben, die vom ägyptischen Etbai kamen. Von Chartum aber südwärts bis Kodok schaltet sich eine, zum Ghasal-Becken leitende Strecke des Nils ein, deren Deutung kaum einigermaßen gelingt. Sie könnte wenigstens teilweise einem vorbestehenden Tale entsprechen, das nach dem Bahr el-Ghasal zog. Meridionale Richtung, parallel zum Abbruche Abessiniens gegen Afar, wie Erdbeben in dieser Gegend lassen dies Tal als tektonisch veranlaßt erscheinen. Es entspricht wohl einer Zerrüttungszone zwischen dem Ostabbruche Ostkordofans und den westlichen Vorstaffeln Abessiniens.

Mittels dieser Strecke brachen jedenfalls die sehr beträchtlichen, im Ghasal-Becken zurückgehaltenen Wassermassen nach Norden zum wenig tieferen abessinischen Hauptbecken im Weißen Nile durch. Dieser Durchbruch der Ghasal-Wässer wurde unterstützt durch die Erosionskraft des südlichsten der großen abessinischen Wässer, des Sobat.

Das umfangreiche Ghasal-Hauptbecken, das mittlere der nilotischen Sammler, war im jüngeren Tertiär abflußlos. Seine Wässer liefen nach dem Beckeninnern ab, wo sie sich zu ausgedehnten Seen und Sümpfen vereinigten. Erst mit den baulichen Umgestaltungen im Grenzsäume zwischen Hoch- und Niederafrika durch Anlegung der NW gestreckten Rudolf-Senke wurde es dem in gleiche Richtung gezwungenen Bahr el-Djebel-Assua möglich, die Funktion eines Hauptflusses zu übernehmen. Sein Einfluß wurde verstärkt durch die gleich zu beschreibende Stromentwicklung im Uganda-Becken.

Das Uganda-Hauptbecken hebt sich in drei größeren Stufen bis zur letzten Sammelkleinmulde des Nilsystems. Diese Stufen bezeichnen die nördlichsten Seen des zentralafrikanischen Grabens, der Kioga- und endlich der Viktoria-See.

Die Region des Viktoria-Beckens wurde durch morphologische Veränderungen zunächst ihrer angestammten Entwässerung beraubt, die nach den geringen Verwitterungsdecken ihrer Landstriche wohlausgebildet und regelmäßig gewesen ist. Ihre Wässer mußten sich in ihrer tektonisch umgestalteten Tiefe als See sammeln. Das Seegebiet war mit dem nördlich anschließenden Unterbecken des Kioga-Sees ursprünglich Teil der zentralen Hochflächen Ostafrikas. Diese Rumpfflächen wurden durch somalisch gerichtete Brüche, die mit den benachbarten Grabeneinbrüchen zeitlich zusammenfallen, in die genannten beiden, nun abflußlosen Unterbecken zerlegt. Kioga- und Viktoria-See wurden dann von

den tieferen, wieder in sich gestaffelten und durch die Beni-Schnellen des Semliki verbundenen Unterbecken der Seen Albert und Eduard her angezapft. Erst das Becken des Kioga durch den Viktoria-Nil, der oberhalb der 40 m hohen Murchison-Fälle in einer engen Spalte fließt, dann das des Viktoria über die Ripon-Fälle durch den Somerset-Nil. Der Kafue des Kioga-Beckens war wohl vor dieser Anzapfung dem Assua tributär.

Mit der Entleerung des Eduard- zum Albert-See — Strandterrassen in ersterem beweisen seinen früheren höheren Stand — begann die Wassermenge im Albert-See zu wachsen. Er drang so in die nördlichen Ausläufer der westlichen Grabenzone vor. Hier überwand er schließlich eine niedrige Wasserscheide in der Grabensohle an den Schnellen von Fola. Gleichzeitig strebte rückschreitende Erosion vom Assua her die Verbindung des Ghasal- mit dem Uganda-Becken herzustellen. Des letzteren Abfluß vermehrte den Inhalt des Ghasal-Beckens, bis dies schließlich zum abessinischen überlief.

Die unterschiedenen nilotischen Becken sind geologisch junger Anlage, die inneren wohl frühestens jüngsttertiär. Wie aber fand die Entwässerung ihrer Landflächen statt, ehe sie zu Becken zerlegt wurden? Wahrscheinlich floß vor der Zeit der Becken bereits ein equatorialer Strom nach Norden, der sich mit dem libyschen Urnil verband. Die dem letzteren zugeschriebenen gewaltigen Deltaaufschüttungen während verschiedener Erdperioden bezeugen einen aus niederschlagsreichem, weit ausgedehntem Hinterlande kommenden Riesenstrom. Durch die jüngere Beckenbildung — mag sie nun epirogenetisch oder, was wahrscheinlicher, tektonisch sein — wurde er in zusammenhanglose Stücke zerissen. Durch Überwindung der Beckenschranken aber wächst ein neuer Strom zu dem, noch an Schnellen und Fällen reichen Nil zusammen.

Mit der Auffindung älterer Nilwege — denn die Laufstrecke durch den Dufile-Graben ist ohne Zweifel ganz jung — beschäftigten sich GREGORY und HOBLEY. Beide nehmen einen zeitweisen Weg nach NO, ersterer gegen den Rudolf-See, letzterer gegen Rusi-Sobat an. STIGAND aber läßt den equatorialen Nil vor der Eintiefung des Dufile-Grabens zunächst nach NW abströmen. Durch Darfur floß er dann nördlich und benutzte weiter das — noch sagenhafte — Wadi Fardi inmitten der Libyschen Wüste, bis er in Nähe des heutigen Deltas ins Mittelmeer mündete.

Die Frage, ob das Tschad-Becken dem Nil angehörte — tiergeographische Betrachtungen sprechen nicht dagegen — muß bei dem Widerstreit der Schilderungen über die in Betracht kommenden Gegenden, so den tschadischen Bahr el-Ghazal, unentschieden bleiben. Es ist auch die Meinung vertreten worden, so von HAAS und SCHWARZ, daß der Weiße Nil aus dem Ghasal-Becken als Ur-Schari zum Tschad-Becken zog.

C. Nubien und der Ost-Sudan

Sehr wenig ist über den geologischen Bau dieser großen Gebiete bekannt. Die für den Sudan neugegründete Landesanstalt wird die empfindlichen Lücken ausfüllen helfen. Inzwischen gilt es nur, die vereinzeltten Nachrichten zu sichten.

Nubien zeigt noch viel Übereinstimmung mit den am oberegyptischen Niltale herrschenden Verhältnissen an Grundgebirge und Sedimentdecken. Der sehr viel ausgedehntere Ost-Sudan, das beide gegen das Rote Meer abschließende Küstengebirge sind in der Hauptmasse kristallin und Glieder des afrizidischen Grundgebirges. Dessen Gesteine verbinden jene mit dem alten Sockel Ostafrikas und der kristallinen Südzone des West-Sudans. Eine zweite Verwandtschaft zwischen Ost-Sudan und Ostafrika-Abessomalien äußert sich in dem Vordringen tertiärer alkalireicher Erguß- und Ganggesteine, die — wie es scheint — gar nicht selten das Grundgebirge durchschlagen, übrigens über den Sudan hinaus bis nach Egypten wandern. Diese Gesteine sind Ausläufer der ostafrikanischen vulkanischen Provinz, die entlang der „mittleren Störungszone“ Ostafrikas und am abessinischen Graben vor allem große Flächen beansprucht. —

Über die ägyptische Südgrenze bei Wadi Halfa schiebt sich der nubische Sandstein gegen Nubien und den Sudan vor. Bis über den 16.^o n. Br. dehnt er sich in Tafelflächen aus, an seinem äußersten Rande aber mehr und mehr in Zeugenberge aufgelöst. Gegen Osten erstreckt sich der nubische Sandstein in seinem Hauptverbreitungsgebiete bis zu einer Linie, die Korosko am Nil mit Kassala am Mareb, schon nahe der abessinischen Grenze, verbindet. Er rückt hier also in engste Nachbarschaft zu Abessomalien. Es wird von Bedeutung sein, festzustellen, wie sein Lageverhältnis zum abessinischen Hochlande ist.

Vom 16.^o n. Br. schiebt sich der nubische Sandstein kräftig noch gegen Darfur vor, wo er z. B. den Dj. Tagabo erbaut. Er soll wieder auf der Wasserscheide zwischen Bahr el-Ghasal und Kongo vorkommen. Doch ist gegenüber der Annahme, daß hier ein altersgleicher Schichtkomplex vorliegt, wohl Vorsicht am Platze; ebenso gegenüber der Angabe, daß sich nubischer Sandstein in Einzelresten weit aufwärts am rechten Ufer des Weißen Nils zieht.

Für den nubischen Sandstein des Gebietes steht als untere Altersgrenze so viel fest, daß er nach den Funden des Leguminosenholzes *Caesalpinium Oweni* nicht älter als kreidisch sein kann. Seine Ablagerung beginnt aber wohl erst in der Oberkreide.

Welche ihrer Stufen — besonders des Senons, oder des Eozäns? — in dem nubischen Sandstein im einzelnen vertreten, wieweit marine

oder terrestre Fazien entwickelt sind, ist ungeklärt. Bei Chartum ist er rotgefärbt, unten feinkörnig, oben gröber; Quarzgerölle sind ihm eingestreut. Lagen bunter, harter Tone sind ihm zwischengeschaltet. Diese kommen auch in Linsenformen oder als Tongallen vor, die in bestimmten Richtungen dicht aneinander gereiht sind. Hölzer sind an vielen Orten gefunden.

Unter den horizontalen Bänken des nubischen Sandsteins hebt sich der archaisch-algonkische Sockel empor, entweder wie im Norden in vereinzeltten Aufbrüchen, oder wie im Küstengebirge zum Roten Meere und südlich Chartums in gewaltigen geschlossenen Arealen.

Die Grenze zwischen nubischem Sandsteine und Kristallinem stellte LINCK südlich von Chartum als eine tektonische fest. Jener ist 30 km SW dieser Stadt steil aufgerichtet und streicht NNW bei ONO-Fallen. Die Richtung dieser Bruchgrenze entspricht derjenigen der Dislokationen im erythreischen Systeme und auffällig dem Laufe des Blauen Nils, wie auch des Atbara. Man könnte wohl folgern, daß das erythreische Bruchsystem weithin den Ost-Sudan beherrscht.

An Gesteinen des Grundgebirges werden in Nubien genannt von Korosko südwärts: Granit, Quarzporphyr, Gneise, Amphibolite, Quarzdiorit, Gabbro, Diabas, — zwischen Wadi Halfa und Dongola: kristalline Schiefer verschiedener Art, rote Granite.

In Kordofan, zwischen Chartum und Obeid-Kadero bis an die Ausläufer des Nubar-Berglandes, beschrieb LINCK folgende Gesteine des Grundgebirges:

1. Unter den Tiefengesteinen nimmt Biotitgranit den größten Raum ein. Kaum 50 km südlich von Chartum beginnen sie und halten bis el-Obeid aus. Sie erbauen die Berge um Kadero, die Hügel von Dilling und Golfan — wie den Dj. Ain am Weißen Nil. Verschiedene Typen sind vertreten: sehr verbreitet ist der fleischrote grobe Kadero-granit. Bei Dilling findet sich ein grauer, mittelkörniger porphyrtiger Granit, bei Golfan endlich ein mittelkörniger weißer Granit. Die Struktur der Granite ist vielfach gneisartig, besonders an ihrer Grenze gegen die eingeschlossenen kristallinen Schiefer. Diese gneisigen Granite sondern besonders gern in dicken Kugelschalen ab. — Gabbro scheint selten zu sein.

2. Ganggesteine sind sehr zahlreich. Sie streichen meist OW. LINCK nennt unter ihnen: Aplite — einen dem Paisanit verwandten aplitischen Granitporphyr in einem 30 m m. Gange bei Kawalib —, echte Granit- und Syenitporphyre — ferner Ganggesteine von malchitisch-gauteitisch-gabbroporphyrischem Habitus —, endlich Gänge von tinguaitisch-phonolithischem Habitus mit Aegirin und Sodalith.

3. Kristalline Schiefer: einmal Orthogneise wie Gneisgranite, dioritische Amphibolgneise, daneben Paragneise wie Biotitgneise, Epidot-

Amphibol-Zoisitgesteine, kristalline Quarzite, Serizit- und Chloritphyllite, graphithaltige Marmore. Die kristallinen Schiefer treten gegenüber den vorgenannten an Bedeutung zurück.

Analysen von Gesteinen Kordofans

	I	II	III	IV	V
SiO ₂	72,6	62,07	58,0	51,80	52,48
TiO ₂	—	0,21	—	0,51	0,66
Al ₂ O ₃	13,9	17,15	16,1	16,01	19,28
Fe ₂ O ₃	0,8	1,87	4,0	5,80	4,00
FeO	0,8	3,57	6,2	8,70	2,93
MnO	—	0,26	—	—	0,48
MgO	Spur	2,39	1,8	5,00	1,34
CaO	0,2	4,84	5,1	8,25	4,01
Na ₂ O	6,2	4,75	5,5	2,40	8,66
K ₂ O	3,7	2,15	3,4	1,50	4,91
P ₂ O ₅	—	Spur	—	—	Spur
S	—	0,08	—	—	—
SO ₃	—	—	—	—	0,80
H ₂ O bei 110°	—	0,21	—	—	0,29
Glühverlust	0,8	—	1,1	—	1,17
	99,0	100,52	101,2	99,07	101,01

- I. Ganggestein von Kawalib; „aplitischer Granitporphyr“, Pisanit (nach LINCK S. 417);
 II. Malchit (oder Dioritporphyrit) von Kadero (nach LINCK S. 420);
 III. Gauteit von Kadero (nach LINCK S. 423);
 IV. Gabbroporphyrit von Kadero (nach LINCK S. 432);
 V. Tinguait, 4 km w. von Kadero; Gang. (nach LINCK S. 440).

In den Ebenen zwischen den Inselbergen Kordofans häufen sich Verwitterungsböden. Sie sind zweierlei Art: In der Hauptmasse sind es geschichtete Sande, die eine Dicke bis zu 40 m erreichen. Durch Eisenschuß sind sie vielfach zu Sandsteinen verkittet; ihr Eisengehalt wird von Eingeborenen ausgebeutet. Diese Ablagerungen sind teils fluviatiler, teils äolischer Entstehung: denn es wechsellagern an den Einschnitten der Flüsse sandige dunkle Tone, Kiese und feine und grobe Sande; in den Sanden sieht man Diagonalschichtung. Dazu treten fast schwarze, leicht sandige Tonböden, die in der Trockenzeit von tiefen Rissen durchzogen werden, in der Regenzeit aber undurchdringliche Sümpfe bilden. Diese dunklen Böden sind sehr ertragreich, trotzdem nicht durch hohen Nährstoffgehalt ausgezeichnet. Die Analyse ergab an Humus 1,086 Teile, an Stickstoff 0,065, an Phosphorsäure 0,040, an Kali 0,148, an Kalk endlich 4,831.

LINCK zerlegt die geologische Geschichte Kordofans in sechs Phasen: In ein archaisches Faltengebirge drang Granit. Alle Reste

dieses Gebirges sind abgetragen, nirgends Überbleibsel des Daches der Granitintrusion erhalten. — Nach Entstehung einer ausgedehnten Denudationsfläche brachte eine zweite Bewegungsphase Entstehung von Spalten. Durch den Granit brachen Eruptivgesteine, Spaltungsprodukte von gabbroiden und essexitischen Magmen. Sie ergossen sich über einzelne Teile des Gebietes, und wechsellagern dort mit terrestren und litoralen Absätzen, durch Sandsteine und Arkosen charakterisiert. Dann taucht das Land tiefer unter das Meer: Kalke lagern sich ab. Dies dauerte bis tief in die paläozoische Zeit. — Vermutlich im Karbon beginnt die dritte Phase. Ein neues Faltengebirge wird aufgerichtet, das NNW streicht. Die oberen Teile des Granits samt den darüber liegenden Schicht- und Ergußgesteinen werden gefaltet: es entstehen Ortho- und Paragneise. Neue Abtragung folgt: nur in der Tiefe der Faltenmulden bleiben die metamorphen Sedimente erhalten. — In der vierten Phase senkt sich das Land unter das Meer: der kretazische nubische Sandstein wird auf seiner Abtragsfläche abgelagert. — In der fünften Phase setzt die Bildung von Bruchschollen ein. Kordofan wird gegenüber seinem nördlichen Vorlande zu einem Horste von bedeutender Höhe und Ausdehnung umgewandelt. Die Erosion beginnt wieder zu arbeiten: die Sandsteindecke und Teile des alten Gebirges werden entfernt. Später wird Kordofan in ein tieferes, sein Vorland in ein höheres Niveau gerückt und dann der Unterschied zwischen beiden ausgeglichen. — Damit beginnt die sechste Phase: das Land wird eingeebnet und von Sand überschüttet, aus dem nur noch die Inselberge emporragen.

Es scheint richtiger, die alten Paragneise als die frühesten Gesteine Kordofans anzusehen. Mit ihrer — afrizidischen — Faltung erst drangen die Granite ein. Daß diese am Kontakt zu den Paragneisen flaserige Textur annehmen, spricht für dieses Verhältnis. Die Ganggesteine gehören wohl ganz verschiedenen Intrusionen an. Zum mindesten sind die Tinguaita sehr verdächtig, zu dem jungen Vulkanismus Ostafrikas in engen Beziehungen zu stehen. Eine tertiäre Zerlegung des Ost-Sudans, wie des angrenzenden Abessomalien und Ostafrika, in große Blöcke und deren Schiefstellung ist sicher anzunehmen. Die Einzelheiten dieser Vorgänge sind aber noch sehr dunkel; jedenfalls erreichen sie im Ost-Sudan nicht das vertikale Ausmaß wie in Hochabessinien.

Der Hauptkern der Nuba-Berge im Süden des 12.30.^o n. Br. läßt wiederum Granite, Gneise, Glimmer- und Hornblendeschiefer erkennen. Kristalline Schiefer scheinen weiter verbreitet als in den nördlichen Vorbergen um Kadero. RUSSEGGER spricht für die Nuba-Berge von, der „Formation der Zentralalpenrücken“ sehr ähnlichen Gesteinen.

Das Grundgebirge Kordofans durchsetzen zahlreich Quarzgänge, oft von großer Mächtigkeit, das tiefer abgewitterte Umland überragend. Besonders die Gänge im Schiefergebiet sind erzführend an Eisen- und

Arsenkies, Magneteisen, Bleiglanz. Aus diesen Gängen dürfte das Seifengold der Nuba-Berge stammen, das als feiner Staub oder größere Stücke ausgewaschen wird. Die Seifen von Tira sollen gute Ausbeute geben.

Der alte Untergrund Darfurs besteht aus den für Kordofan genannten Gesteinen.

Die westliche und südliche Umrahmung des Bahr el-Ghasal-Beckens, die sich als flache Schwelle über die Quellflüsse zwischen Schari- und Uelle-System einerseits, Bahr el-Arab, Suen, Bahr el-Ghasal-System andererseits hinzieht, wird in Reiseberichten meist als granitisch oder gneisisch geschildert. Doch ist ihre Bedeckung durch eluviale Böden: rötliche Tone, eischüssige Sandsteine, Laterite dick und weit verbreitet. Bei Hofrat en-Nahas standen einst berühmte Kupferminen.

Östlich des Weißen Nils, so im Djesire zwischen ihm und dem Blauen Nil, dann weiter bis zum Sobat bei Kassala breiten sich Grundgebirgslandschaften, doch weniger von umfangreichen Massiven durchsetzt wie Darfur und Kordofan. Im Djesire bestehen die großen Inselberge des Dj. Moje südwestlich von Sennar, Dj. Dali und Gule aus Graniten verschiedenster Farben und Texturen. Dj. Moje ist reich von Porphyren und dunklen Gängen durchadert. Gule aber ragt unter den genannten durch seine massigen Formen und seine Höhe und vollständige Isoliertheit als wahrer Gigant hervor.

Der Ost-Sudan ist reich an vulkanischen Erscheinungen, wahrscheinlich sehr viel reicher als bisher geahnt wurde. Doch sind die Nachrichten bisher recht dürftig.

So wird berichtet, daß zwischen Berber und Suakin Bergrücken vulkanischen Ursprungs und Krater erloschener Vulkane liegen, mit Haufen von Laven und Schlacken, durchsetzt von Trappgängen.

Von Gule südwärts bis Keili besteht die Gegend zwischen Blauem und Weißen Nil aus jungen vulkanischen Gesteinen über der granitene Unterlage. Einzelne Hügel sind Kratere. Keili (1350 m) liegt am Fuße des abessinischen Hochlandes. Es ist also so gut wie sicher, daß dessen tertiäre vulkanische Decken sich bis in die Randgebiete des Ost-Sudans verfolgen lassen. Einen solchen Zusammenhang festzustellen, wäre von größtem Interesse.

Der Ahmed Aga-Hügel am rechten Ufer des Weißen Nils, 100 Meilen nördlich von Faschoda, besteht aus (oligozänen?) Limburgiten und Basaltaschen.

In der Bajuda-Steppe beschrieb RUSSEGER die Porphyrvulkane Dj. Magaga und Gekdul. Die roten, an Quarz- und Feldspateinsprenglingen reichen porphyrischen Gesteine durchschlagen sicher den nubischen Sandstein, stören und verändern ihn. Gänge strahlen von ihnen

aus. Kuppelförmige Dome, gezackte Kämme, tiefe Schluchten rufen ein eigenartiges Landschaftsbild inmitten der Sandsteintafel hervor. Das Vorkommen von Vulkanen guter Erhaltung in der großen Nilschlinge zwischen Berber und Korti ist neuerdings bestätigt worden.

Daß auch Kordofan von tertiären vulkanischen Gesteinen wahrscheinlich durchschlagen wurde, ist oben erwähnt. Einen Riebeckit-rhyolith erwähnt SMITH aus Nordkordofan. Ein Vulkan Koldadschi wird — allerdings sehr unsicher — genannt.

Ein großes vulkanisches Zentrum liegt im Dj. Marra in Darfur. Der Vulkan Dereiba erhebt sich auf 10 000 Fuß. Seine Unterlage ist kristallinisch. Der 5:7 km im Durchmesser haltende Krater überragt mit 2000 Fuß hohen Wällen zwei Seen. In Tuffen wurden kristalline Auswürflinge beobachtet. An jungvulkanischen Gesteinen werden genannt: quarzführender Alkalitrachyt mit Aegirin, Cossyrit — Alkalitrachyt — quarzführender Riebeckittrachyt — andesinhaltiger Kenjit — Mugearit. Diese Gesteine ähneln in einzelnen Typen sehr Ostafrika und Abessinien, sowie denen von Tibesti, so des Vulkans Emi Kussi. Zwischen beiden sind sie wichtige Bindeglieder.

Dj. Medob im Norden Darfurs ist ein anderes, kleineres vulkanisches Ausbruchsgebiet. Große Lavafelder dehnen sich zwischen den granitnen Bergen mit ihren Sandsteindecken. Bir el-Malha ist ein 60 m tiefer weiter Krater, der einen See mit natronhaltigem Wasser trägt.

Über die Deckschichten Kordofans wurde schon einiges erwähnt. Der Norden um Bara ist sehr reich an Raseneisenerz, das sehr intensiv, aber in einfachster Form in kleinen Tageschächten abgebaut und verhüttet wird. Dort bedecken Sand und Ton den kristallinen Untergrund, die beide Eisen in großen Mengen enthalten. Das Erz bildet entweder Körner oder aushaltende Lager. In 2—3 m Tiefe liegt die erste Erzschiebt; nach unten folgen andere. Die Dicke mag bis zu 30 cm betragen. Das Eisenerz ist voll von vegetabilischen Resten und Wurzeln, die entweder fast unversehrt, meist aber in Eisen umgewandelt sind.

Literatur

- BALL, J., Kharga Oasis, its Top. and Geol. Cairo 1900.
 —. —. Top. and geol. results of a reconn. survey of Jebel Garra and Oasis of Kurkur. Cairo 1902.
 —, —, On the Origine of the Nile Valley. Geol. Mag. 47. 1910, S. 71.
 —, J., Description of first Aswan Cataract of the Nile. Cairo 1907.
 — and BEADNELL, H., Baharia Oasis, its Topogr. and Geol. Cairo 1903.
 BARRON and HUME, Top. and Geol. of Eastern Desert of Egypt., Central Portion. Cairo 1902.

- BARRON and HUME, The Top. and Geol. of the District between Cairo and Suez. Cairo 1907.
- BARTHOUX, J., Roches volcaniques crétacées d'Égypte et du Sinai. C. R. Ac. Sc. Paris, 1919, 169, S. 697.
- BEADNELL, HUGH J. L., Dakhla Oasis. Its top. and geol. Cairo 1901.
- , —, The Sand Dunes of the Libyan Desert. Geogr. Journ. Bd. 35, 1910, S. 379.
- , —, Farafra Oasis. Its top. and geol. Cairo 1901.
- , —, The Cretaceous Region of Abu Roâsh near the Pyramides of Giza. Cairo 1902.
- , —, The Top. and geol. of the Fayûm province of Egypt. Cairo 1905.
- BLANCKENHORN, M., Ägypten. Handbuch der Regionalen Geologie. Heidelberg 1921. (Mit 411 Lit.-Angaben.)
- , —, Neues zur Geol. und Pal. Ägyptens. Z. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 52, 1900, S. 21, 403, Bd. 53, 1901, S. 52, 307.
- CHRISTY, C., The Nile-Congo Watershed. Geogr. Journ. 1917, I, S. 199—216.
- DAQUÉ, EDG., Mitteil. über den Kreidekomplex von Abu Roasch bei Cairo. Paläontogr. Bd. 30. Stuttgart 1903.
- DUNN, S. C., Mineral Deposits of the Anglo-Egyptian Sudan. Bull. No. 1. Khartum 1911.
- DYE, A. H., Le Bahr el Ghazal, notions sur la province, les rivières, les plateaus et les marais. Ann. de Géogr. 1902.
- FOURTAU, R., Note sur les dépôts nilotiques. Bull. soc. géol. d. France, 3 Bd. 26, 1898.
- , —, Le Bassin Nilotique. Ann. de Géogr. 1919, 28, S. 373.
- , —, Sur le Crétacé du massif d'Abou Roach. C. R. Paris, 1900.
- FRAAS, E., Geogn. Profil vom Nil zum Roten Meer. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1900.
- FUCHS, PH., Die geol. Beschaffenheit der Landenge von Suez. Denkschr. d. k. k. Ak. d. Wiss. Wien 1879.
- GRABHAM, G. W., Wells of the North-Eastern Sudan. Geol. Mag. V, Bd. 6, 1909, S. 265, 311.
- Geological Map of Egypt. 1:2000000, 1:1000000 in 4 Blättern. Survey Department of Egypt 1910.
- HERRMANN, E., Über Eruptivgesteine der Arabischen Wüste. N. Jahrb. f. Min., 51. Beil.-Bd., 1924, S. 302.
- HOBBS, H. F. C., Notes on Jebel Marra, Darfur. Geogr. Journal 52, 1918, S. 357 bis 363.
- HUME, W. F., Notes on the History of the Nile and its Valley. Geogr. Journ. London 1906, 27, S. 52.
- , —, The Origine of the Nile Valley. Geol. Mag. 47, 1910, S. 385.
- , —, Explanatory Notes to accompany the geol. map of Egypt. Cairo 1912.
- , —, Report on the Oilfields Region of Egypt. Cairo 1916.
- , —, The effects of secular oscillation in Egypt during the cretaceous and eocene periods. Qu. J. G. S. London 1911, S. 118.
- , —, The Physiography of Arid Lands. Geol. Mag. 1914, S. 421.
- KRÄUSEL, R. und STROMER, E., Ergebnisse der Forschungsreisen Prof. E. STROMERS in den Wüsten Ägyptens. IV. Die fossilen Floren Ägyptens. Abh. d. Bayr. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Abt., Bd. 30, Nr. 2, 1924.
- LEBLING, C., Geol. Forschungen in der Baharije Oase und anderen Gegenden Ägyptens. Abh. bayer. Ak. d. Wiss. Math.-phys. Cl. München 1919.
- LEUCHS, KURT, Geol. aus der südl. Libyschen Wüste: Gebel Garra, Oase Kurkur, Gebel Barga. N. Jahrb. für Min. 1913, II, S. 33.
- LINCK, G., Beiträge zur Geologie und Petrographie von Kordofan. N. Jahrb. f. Min., Beilage Bd. 17, S. 391—463.

- LYNES, H. und CAMPBELL SMITH, W., Preliminary note on the rocks of Darfur. Geol. Mag. 1921, S. 206.
- LYONS, H. G., The Physiography of the River Nile and its basin. Cairo 1906.
- , —, Some Geogr. Aspects of the Nile. Geogr. Journ. London 1908, 33, S. 452.
- und RAISIN, Notes on a portion of the Nubian Desert. Qu. J. 1897, S. 360.
- MASON-BEY, A., Dar-For. Peterm. Mitt. 1880, 26, S. 377.
- NEWTON, R. B., On some fossils from the Nubian sandstone series of Egypt. Geol. Mag. 1909, S. 352.
- PRIOR, G. P., Mineral. Mag. 13, 1901, S. 90.
- QUAAS, A., Beitrag zur Kenntnis der Fauna der obersten Kreidebildung in der Libyschen Wüste. Paläont. XXX, 2, 1902.
- RUSSEGGER, J., Reisen in Europa, Asien und Afrika. Stuttgart, Schweizerbart, 2. u. 3. Bd., 1843—1849.
- SCHELLWIEN, E., Über eine angebl. Kohlenkalkfauna aus der ägypt.-arabischen Wüste. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1894, Bd. 46, S. 68.
- SCHÜRMAN, E., Beiträge zur Min. und Petr. der östlichen arabischen Wüste Ägyptens. Sitz.-Ber. der Niederrhein. Ges. für Naturkunde zu Bonn, Jahrg. 1913.
- SCHÜRMAN, H. M. E., Beiträge zur Petrographie der östlichen arabischen Wüste Ägyptens. Centralbl. f. Min. 1921, S. 449, 481.
- SCHWEINFURTH, G., Geol. Schichtgliederung des Mokattam. Z. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 35, 1883, S. 709.
- , —, Sur la découverte d'une Faune paléozoïque dans le Grès d'Égypte. Bull. d'Inst. Ég. II, Ser. 6. Le Caire 1886.
- SMITH and DONALDSON, A., An Expedition between Lake Rudolf and the Nile. Geogr. J. 1900, II, 16, S. 600.
- , W. C., Riebeckit-Rhyolith aus Nord-Kordofan. Min. Mag. 19, S. 48—50.
- STROMER v. REICHENBACH, E., Geogr. und geol. Beob. im Wadi Natrûn und Fâregh in Ägypten. Abh. Senckenb. Nat.-Ges. Frankfurt 29, 1905, S. 69.
- , —, Geogr. Beobacht. in den Wüsten Ägyptens. Mitt. M. v. Richthofen-Tag 1913, Berlin 1914.
- , —, Ergebnisse der Forschungsreisen Prof. E. Stromers in den Wüsten Ägyptens. I. Die Top. und Geol. der Strecke Gharag-Baharije nebst Ausführungen über die geol. Geschichte Ägyptens. Abh. d. k. Bayr. Ak. d. Wiss. Bd. 24, II. München 1914.
- WADE, A., Eastern Desert of Egypt. Q. J. Geol. Soc. Bd. 67, 1911, S. 238.
- WALTHER, JOH., Über eine Kohlenkalkfauna aus der ägyptisch-arabischen Wüste. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1890, Bd. 42, S. 419.
- , —, Die Denudation in der Wüste und ihre geol. Bedeutung. Untersuchungen über die Bildung der Sedimente in den ägypt. Wüsten. Abh. d. math.-phys. Cl. d. k. Sächs. Ges. d. Wiss. Leipzig 1891.
- WILLCOCKS, W. und CRAIG, J. F., Egyptian Irrigation. Third Edition. London 1913.
- V. ZITTEL, C., Beiträge zur Geol. und Paläont. der Libyschen Wüste. Palaeontographica XXX, 1883.
- ZOPPRITZ, Pruyssenaeres Reisen und Forschungen im Gebiete des Weißen und Blauen Niles. Zur Geol. und Bodenkunde des Weißen Nil-Gebietes. Peterm. Mitt. Erg.-Heft 50, 1877, S. 11.

8. Kapitel. Abessomalien

Die Region Abessomalien umfaßt das Landgebiet, das sich zwischen dem Hügelland am unteren Baraka südlich Suakins im Norden, dem Rudolf-See und Djuba-Flusse im Süden spannt, im Westen über den niedrigen Steppen der Landschaften des Ostsudans rasch ansteigt, im Osten aber von den Grabensenken des Roten Meeres und des Aden-Golfes, weiterhin vom Indischen Ozean begrenzt wird.

Politisch zählen zu Abessomalien: als Kern das abessinische Kaiserreich — Äthiopien oder Habesch — mit Abessinien und Somalien, als jenes vom Meere abschnürende Randgebiete die Kolonien Eritrea, Französisch-, Britisch- und Italienisch-Somaliland.

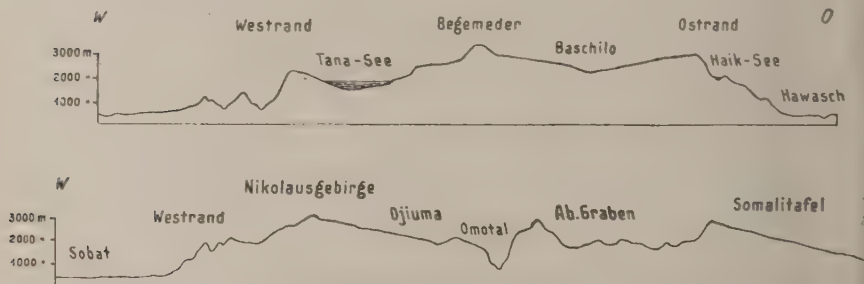


Fig. 43. Zwei Schnitte durch Abessomalien. (Nach RATHJENS.)
1:6 Mill.; 30fach überhöht.

EDUARD SUESS schied in Abessomalien: die abessinische Hochfläche, die Somalitafel und das tiefe Afar. Diese drei sind Ausschnitte aus einer einheitlichen Tafel, die erst im Tertiär durch die ostafrikanischen Bruchsysteme zerrissen wurde. Durch deren Einschnitte erhielten die Teile zwar eine gewisse Selbständigkeit. Ihre geologische Geschichte zeigt jedoch so viel des Gemeinsamen, daß sie trotzdem eine höhere Einheit sind.

I. Geologische Übersicht

Während das afrizidische Grundgebirge im südlichen Nubien und östlichen Sudan kaum verhüllt zutage schaut, lasten ihm in Abessomalien mächtige Decken sedimentärer Tafeln, vor allem des Mesozoikums, und vulkanischer Gesteine auf. Es teilt diese Beschreibung mit dem

südlichen Arabien, mit dem Abessomalien durch enge geologische Verwandtschaft verbunden ist. Doch wird der alte Sockel unter seiner Hülle selbst dort, wo sie die größte Dicke zu haben scheint, von den Canyons des abessinischen Hochlandes, so des Abai, Takasse und Mareb, wie auch in Somalien angesägt.

Die Afriziden ähneln in Bau und Gesteinen dem Etbai Egyptens und verbinden sich mit denen Ostafrikas. Über der unebenen Oberfläche des vorpaläozoisch intensiv gefalteten, „meridional“ streichenden Grundgebirges folgt diskordant eine Platte von terrestren Adigrat-Schichten. Ihre Sohle ist im Alter ungeklärt; ihre Hauptmasse mag triasisch sein. Ihre jüngeren Glieder zeigen beginnenden marinen Einschlag.

Konform über dieser, streckenweise auch über dem Sockel liegt der marine Jura, fossilreich und in einer Anzahl von Stufen entwickelt. Das Jurameer reichte in Abessomalien von Osten her im Bereiche des Blauen Nils mindestens bis zum 36.^o ö. L. Von hier flieht die Grenze der Juraverbreitung in Richtung auf Massaua wie den Unterlauf des Djuba zurück.

Dem Jura legt sich in Abessinien ein zweiter Sandsteinkomplex auf, dem nubischen Sandsteine nördlicherer Regionen gleichaltrig, der in die fossilreiche marine Kreide Somaliens übergeht.

Diese Sedimenthüllen der Afriziden, denen sich noch eine eozäne, in ihrer Verbreitung beschränktere Schichtreihe zugesellt, vervollständigen die ausgedehnten „Trappdecken“ Abessomaliens, deren Ausläufer bis auf Nord-Somalien übergreifen. Sie breiteten sich als Decken teils auf jenen, teils über dem Grundgebirge aus — oder liegen als Intrusivkörper in beiden. Der Beginn dieser ersten vulkanischen Tätigkeit wird in die Oberkreide fallen, ebenso wie in Südarabien.

Die Zudecke des Grundgebirges blieb ohne schärfere Faltung. Sie ist jedoch in weite Wellen über ganz Abessomalien gelegt, Sokotra eingeschlossen. Auch hierin zeigt es seine Verwandtschaft mit dem nahen Arabien.

Nach dem Eozän wurde Abessomalien durch die Brüche des abessinischen und erythradischen Bruchsystems zerschnitten. Letzteres, in der Anlage älter, schied die syrabische von der abessomalischen Region. Ersteres aber — viel jünger und weniger bedeutsam, vorerst gleichsam nur ein unfertiges Bindestück zwischen den ostafrikanischen und den erythradischen Gräben — trennte die abessomalische Einheit in das nördliche Hochland Abessiniens und das südliche Tafelland Somaliens. Wo beide Grabenzüge aufeinander prallen, schnitten sie von jenen beiden Unterregionen ein niederes, doch von kristallinen Horsten überragtes und von Mesozoikum und jungen Ablagerungen, so der Aden-Serie und Quartär, bekleidetes Vorland aus. Dies springt als Afar scharfkantig in die abessomalische Platte ein.

Zugleich mit dieser Schollenzerstückelung brach eine zweite, tertiäre vulkanische Periode herein, die sich sehr kräftig in den Gräben äußerte wie in Abessinien, in Somalien dagegen allmählich ausklingt. Lavafluten aus Spaltergüssen überströmten die alttertiäre Landoberfläche. Nach ihrem Versiegen entstanden vom jüngsten Tertiär an eine große Reihe von Vulkanen, von denen nur noch ganz wenige leicht tätig sind. Dies Lavaland Abessomaliens ist ein untrennbarer Teil der gewaltigen ostafrikanischen Provinz tertiär-quartärer Ergußgesteine.

Großer Reichtum an Erdbeben zeichnet Abessomalien aus.

Während des Mesozoikums waren Abessomalien und Südarabien langsam sinkendes Land. Mächtige terrestre und marine Sedimente wurden ihnen aufgeladen. Im Norden und Westen von ihnen erhob sich der zentrale Festlandskern der syrabisch-egynubischen Region. Er war die Küste der von Osten über Arabien und Abessomalien heranflutenden Meere. Die Senkung der bezeichneten Regionen dauerte — mit hier nicht ausführbaren Abwandlungen — bis ins Eozän an. Dann setzte eine allgemeine scharfe Umkehr in den lange innegehaltenen Bewegungstendenzen ein: Abessomalien und Südsyrien begannen längs einer NO-Achse rasch und zu großer Höhe zu steigen, am kräftigsten Hochabessinien. Die obersten Schichtlagen wurden von jenem abgeräumt. Diese hebenden Bewegungen erfolgten entgegen isostatischen Gesetzen. Sie ließen den alten Festlandskern, das Bahr el-Ghasal-Becken, als tiefere Gebiete hinter sich zurück. Eine völlige Umkehr des Reliefs war das Ergebnis.

II. Gesteine und Schichten

I. Das Grundgebirge

Von den letzten Inselvorposten Afrikas im Indik über das Somali-Osthorn bis zum Djuba-Becken und Rudolf-See, vom Danakilhorste am Roten Meere über die tiefen Kerbtäler Hochabessiniens bis zu seinem sudanischen Vorlande, vollends an seiner Nordspitze im Barakagebiete läßt das afrizidische Grundgebirge Abessomaliens niemals Zweifel an seiner Allgegenwart.

Einige Beispiele für die Gesteinsmannigfaltigkeit im Grundgebirge mögen genügen. Im nördlichen Somalien — Guban, Goliskette bei Berbera — werden Biotit-, Muskovit- und Hornblendegneise, Glimmer-, Amphibol-, Chloritschiefer, Quarzite erwähnt. In Ogaden nennt RIVA Gneise und Amphibolite. NEUMANN sammelte bei Harrar am Hakim roten Granit, am Abu el-Kassim Syenit, in 2600 m Höhe Biotithornblendesyenit. Zwischen Stefanie- und Rudolf-See, bei Burji, am oberen

Dawa und am Djuba bis hinab gen Bardera werden genannt: Biotit-, Mikroklin-, Hornblendegranit, Alkaligranit, Pyroxensyenit, Diorit, Porphyre, verschiedene Gneise, Quarzitschiefer.

Im südlichen italienischen Somalilande sind in der „Bur-Zone“ meist rötliche, z. T. porphyrtartige Granite verbreitet. Als sehr viel seltener bezeichnet STEFANINI Hornblende- und Biotitgneise, Hornblende- und Pyroxendiorit, Hornblendegranit, Syenit. Auffällig ist der Hornblendereichtum dieser Gesteine. Das Streichen der schiefrigen Komplexe ist NNW bis NW, das Einfallen sehr wechselnd, die Faltung intensiv.

Im westlichen Abessinien zwischen Didessa und Jabus flankieren Biotit- und Muskovitglimmerschiefer, Quarzite, Serizitschiefer, Phyllite, Tonschiefer ein Granit-Dioritmassiv. Diorit und Quarzdiorit nehmen die Tiefe des Massivs ein. Nach außen geht es in geschieferte granitische Abarten über. Quarzporphyre, Aplit- und Quarzgänge durchsetzen es. Alle seine Gesteine zeigen Spuren dynamischer Beeinflussungen.

In Wallega — wie übrigens auch sonst in Abessinien — sind die Quarzgänge — und aus ihnen die Seifen — goldhaltig.

Aus dem nördlichen Abessinien wie aus Eritrea und von der Küste des Roten Meeres werden ähnliche Reihen kristalliner Schiefer mit großen Intrusionen, wie fast unveränderte Sedimente beschrieben. ALOISI, MANASSE, ROCCATI, SABATINI und andere gaben Beschreibungen.

MANASSE gibt für Eritrea unter anderen folgende Gruppen der Grundgebirgsgesteine an: sehr verschiedene Phyllite mit kohligen und graphitischen Schiefen — Porphyroide — kristalline Kalke und Kalkschiefer — Quarzitschiefer — Glimmerschiefer, so Serizit-, Muskovit-, Sillimanit-, Turmalin-, Biotit-, Klinochlor-, Granatglimmerschiefer — Amphibolite und Amphibolitschiefer — Prasinite — Chloritschiefer — Gneise, so Muskovit-, Zweiglimmer-, Chlorit-, Epidot-, Hornblendegneise — Epidosite — Granatfelse — verschiedene Granite — Diorite mit wechselndem Gehalte an Quarz, Hornblende, Glimmer, Augit — dazu eine Reihe von Ganggesteinen.

Es läßt sich in diesen Gesteinskomplexen in Eritrea eine zonenförmige Anordnung nicht verkennen. Schieferige Zonen finden sich z. B. in der Umgebung von Keren, wo Amphibolite und Muskovit-Biotitgneise vorherrschen; in der Umgebung von Asmara, wo verschiedenartige Grünschiefer mit Epidot-Chloritgneisen anstehen. Die Zone von Digsä besteht aus Phylliten und Glimmerschiefen mit Kalklinsen und vorwiegend porphyritischen Gängen. Dazwischen laufen granitene Zonen. Von Wichtigkeit für die Enthüllung der Tektonik dürften die meist NW ziehenden Kalke wie die graphitischen Schiefer sein.

Die Neigung der schiefrigen Gesteine Eritreas geht bis zu 40°, wechselt jedoch stark. Stellenweise ist die Lagerung horizontal. Einfallen nach Westen und Südwesten herrscht vor. Doch stellen sich

auch OW-Richtungen der Faltung ein. Die Tektonik des Grundgebirges ist jedenfalls sehr kompliziert.

Der Absturz des abessinischen Hochlandes zum erythreischen Graben entblößt entlang der Bahn von Massaua nach Asmara nach ROCCATI: Diabas (km 12), Trachyt (km 18), dann Granit, Diorit, Gabbro, Diabas, kristalline Schiefer, Gneis, Quarzit (km 25—65); auf dem Plateau (km 72) wieder Trachyt.

2. Adigrat-Schichten

Zur Klärung des Alters der Adigrat-Schichten dient ihre Überlagerung durch fossilführenden marinen Dogger aus den Antalo-Schichten. Während ihre tiefsten kohlenführenden Lagen kaum bekannt und altersunsicher sind, wird ihre Hauptmasse Trias sein, in den obersten, schon marinen Einschlag verratenden Lagen, den Abai-Schichten, bis in den Lias führen. So stehen die Adigrat-Schichten Abessomaliens der Mittel- und Oberkarru Süd- und Ostafrikas gleich, und einem Teile der sogenannten „älteren nubischen“ Sandsteine Nordafrikas.

Der sehr unebenen Oberfläche des Grundgebirges schmiegt sich in Nordabessinien — um Halai, bei Senafe, Adigrat, dagegen nicht mehr im Hamasen-Plateau — der Tafelberge bildende „Adigratsandstein“ BLANFORDS an. Senkrechte Wände flankieren seine Täler, meist weiß, in Bändern auch bunt gefärbt. Mangel deutlicher Schichtung und Massigkeit sind seine Merkmale. Feldspatgehalt ist nicht selten, Glimmerführung häufig. Die Mächtigkeit schwankt stark, doch ist die Sohle nur selten sichtbar. Bei Senafe beträgt sie 250 m. Blaue und violette Schiefer halten sich an die Basis. Fossilien sind nicht bekannt.

Hin und wieder werden Kohlenlagen erwähnt, so von BLANFORD aus dem Chelga-Gebiet.

40 km südlich von Adigrat fallen bei Dongola die Sandsteine unter den jurasischen Antalokalk ein, hier kräftiger nach Süden geneigt als bei Adigrat selbst.

In Schoa erkannte AUBRY über dem Kristallinen in 500 m m., weißen und blauen Sandsteinen mit Lagen bunter Tone das Äquivalent des Adigrat. Die im Abai-Tale aus ihm hervorgehenden gelben Kalke mit Gips- und Dolomitlagen, 200 m m. und „Corbula“-führend, sind die Übergangshorizonte zwischen terrestrem Adigrat und unterem Antalokalk. Sie bergen die ersten deutlicheren Anzeichen der jurasischen Transgression über das triasische Karruland. Nach ihrer Mittelstellung mögen diese Abai-Schichten etwa liasisch sein.

Bis ins südwestliche Abessinien wurden die Adigrat-Schichten verfolgt. —

Ihnen der Lage nach entsprechende Schichten ziehen nach Somalien hinein. Sie sind zunächst an dessen nördlichem Steilrande, so im

Tschertschergebirge entblößt. Auch weiter gegen Osten übergreift der Adigrat als bunte eisenschüssige Sandsteine mit Konglomeraten das Grundgebirge, so am Abbruche Somaliens zum Aden-Graben.

In Südsomalien erstrecken sich als Teil des Adigrat die Lugh-Schichten am mittleren Djuba zunächst zwischen Lugh und Dolo. Von hier begleiten sie nach Norden den Web bis zu den Mata Arba-Bergen, während sie nach Westen das Tal des Dawa bis Maddo Erelle erfüllen. Ihre Verbreitung ist aber wohl größer. So berichtet RUSPOLI von Hügeln geschichteter Sandsteine an der Mündung des Elba in den Web, unter $41^{\circ} 50' O$ und $6^{\circ} 10' N$. PAOLI traf Lugh-Schichten im italienischen Somalilande an den Hügeln von Caria und Marile, hier überlagert von Jura.



Fig. 44. Bienenwabenstruktur an einer senkrechten Wand aus Adigrat-Sandstein bei Adi Berhienet. (Aufnahme DAINELLI und MARINELLI.)

SACCHI gab vom Dodo-Gadudo östlich Lugh dieses Profil:

- a) hellgrüne Sandsteine, mit einem Zahn von *Colobodus cf. maximus*;
- b) wechsellagernde rote Tone und Gipse;
- c) Tone und unreine Gipse;
- d) Fasergips und erdige Schichten.

Unterhalb der Schicht a) folgen in der Nähe Glimmersandsteine.

Ähnliche Gesteine traf SACCHI im Webtale, erwähnenswert wegen ihres Reichtums an Austernlumachellen und kleinen Schnecken. Spezifisch genannt wird nur *Modiola minuta*, deren Bestimmung jedoch NEWTON für unsicher hält.

Die Lugh-Schichten zeigen unten Sandsteine verschiedener Färbung und Körnung, oben überwiegende Tone und Gipse; Dolomite stellen sich ein. Den Oberteil trennte DE ANGELIS als „Gipsformation“ ab; doch gehört die ganze Serie eng zusammen.

Petrogenetisch ähneln die marinen Lugh-Schichten den Abai-Schichten. Sie dürften jedoch älter als letztere sein, und sollen zur Obertrias gestellt werden. Die sie tragenden Sandsteine könnten dem terrestren Adigrat entsprechen.

Die Lugh-Schichten mit ihren litoralen, ja lagunären Merkmalen entstanden im flachen, nach Wassertiefe unbeständigen Transgressions-saume des seit der Obertrias über gewisse tiefere Strecken Somaliens nach Westen und Nordwesten vordrängenden äthiopischen Triasmeeres.

Auch in den Danakilalpen Afars erkannte REGNY Adigrat, der deren Kristallinkern diskordant aufruht und in allmählichem Übergang von marinem Jura überdeckt wird. Seine verschieden getönten Sandsteine sind meist in dicke Bänke abgesondert. Neben der sandigen ist eine schiefrige Fazies entwickelt mit sandigen und dunklen Tonschiefern. Sie hält sich z. T. an die Basis des Adigrat — das stimmt mit Hochabessinien überein —, z. T. sind die Schieferlagen aber unregelmäßig der Sandsteinmasse zwischengeschaltet.

Ausgehend von den Lugh-Schichten des Djubabeckens möchte HENNIG über Abessomalien den marinen Zugang zu dem großen Triasbinnenmeere sehen, das das Kongobecken erfüllte.

3. Antalo-Schichten

Der Jura Hochabessiniens ist als Antalokalk bekannt. Diese Benennung BLANFORDS soll mit der Änderung in Antalo-Schichten für den gesamten Jura Abessomaliens übernommen werden.

Lias ist durch Fossilien nicht gesichert. Ihrer Lage nach vertreten ihn die erwähnten Abai-Schichten, der tiefste Jura in Afar, vielleicht die Matagoi-Kalke Südsomaliens. Dogger, vor allem Malm sind weit verbreitet, doch nicht in allen Unterstufen erkannt. Es bestehen wohl örtliche Schichtlücken verschiedenen Umfanges.

Während Mittel- und Oberjura bedeckte — unter Vermeidung des Somalhorns und der Sokotramasse — neritisches Meer weite Gebiete der Region west- und nordwärts bis an den syrisch-egyptischen Festlandskern, einen der wichtigsten Jurabezirke Afrikas schaffend. Es stand straßenartig mit der Wasserdecke über SW-Arabien, busenförmig mit der am Küstensaume Zentralostafrikas in Verbindung.

In Tigre überlagert den Adigrat der Antalokalk. Um Mai Dongolo ist es ein dünnbankiger, massiger, grauer, selten gelber Kalk. Südlicher bei Antalo schalten sich der Kalkplatte Sandsteine und Trappe ein. Erstere nehmen nach oben zu. An Fossilien nannte BLANFORD: *Hemicidaris abessinica*, *Trigonia costata* var. *pullus*, *Modiola „imbricaria“*, *Ceromya concentrica*, *paucilirata*, *Pholadomyen*.

Der Antalokalk zeigt sich in Tigre großwellig verbogen. In den tiefen Tälern bildet er senkrechte Wände, an der Oberfläche aber wellige Hochebenen, sehr verschieden von den Adigrattafeln und den Staffelhängen der Trappe.

Im Abai-Gebiete Schoas schilderte AUBRY wichtige Profile. Beim Abstieg von Fitché (2800 m) querte er:

6. 500 m Effusiva der Trappdecken, die noch den hohen Salalestock erbauen;
5. 200 m Konglomerate, Sandsteine, Arkosen, bunte Tone, wohl Unterkreide;
4. 50 m wechsellagernde Mergel, Tone, dolomitische Kalke mit kleinen Schnecken (40 m), schiefrige Mergelkalke (10 m);
3. 20 m Fasergips;
2. 100 m helle Kalke mit roten Tonlagen, mit Bivalven und Austernlumachelle;
1. endlich bis in 1500 m Höhe graue Mergelkalke mit *Pleuronectites Aubryi*, 400 m.

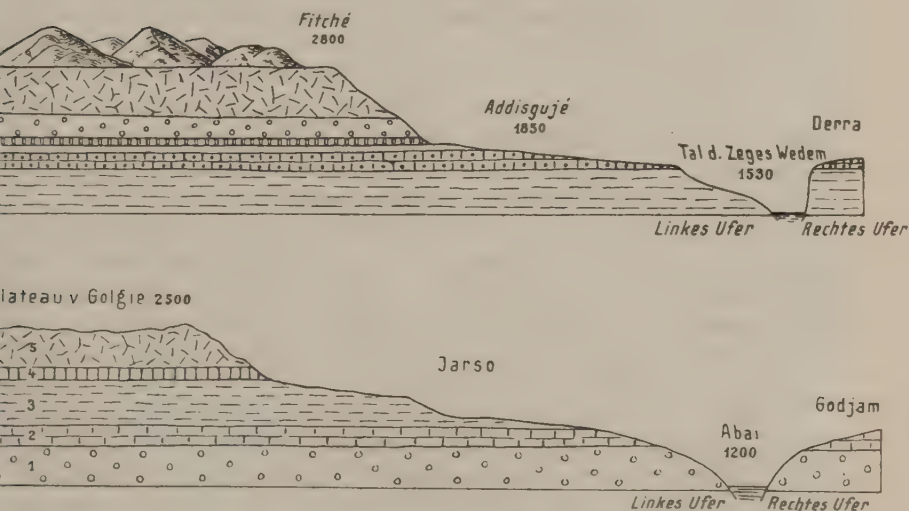


Fig. 45 und 46. Zwei Profile zur Schichtfolge am Blauen Nile Abessiniens.
(Nach AUBRY.)

Am Abhange des Plateaus von Golgie (2500 m) zum Abai (1200 m), etwa 70 km NW von Fitché, traf AUBRY über den Vulkaniten (5) — die obere Sandsteingruppe fehlt hier —:

4. gelbe kristalline Kalke mit Trigonien, 100 m;
3. graue Mergelkalke mit vielen Fossilien, 400 m;
2. gelbe kristalline Kalke mit Gips- und Dolomitlagen („Abai-Schichten“), 200 m;
1. Adigrat: glimmerige Sandsteine mit Lagen bunter Tone, 500 m.

Im Quellgebiet des Muger bei Falle (2800 m) aber sah AUBRY an der Djimma (= Lagagima) unter den Vulkaniten und Sandsteinen:

1. graue Mergelkalke mit Hornsteinen, 6 m;
2. " " ohne " mit *Ter. subsella*, 4 m.

Wohl am selben Ort sammelte RAGAZZI die von FUTTERER beschriebene reiche Fauna. Sie enthält: *Exogyra bruntrutana*, *Pholadomya Protei*, *Ceromya excentrica*, *Terebratula suprajurensis*, *Waldheimia humeralis*. Diese „Djimma-Schichten“ in Schoa sind mittelmalmisch. FUTTERER findet die größte Übereinstimmung ihrer „mitteleuropäischen“ Fauna mit der des Kimmeridge im Berner Jura. — Hierher gehören auch die Kalke von Badattino.

Im Tale des Didessa stehen nochmals Jurakalke an mit *Exogyra bruntrutana*, *Ceromya excentrica*. Es ist das bisher westlichste sicher bekannte Vorkommen der Juraformation. Hinweise wenigstens auf die Ausdehnung der mesozoischen Kalke bietet die Erwähnung von solchen im Kontakt mit Phonolithen vom rechten Omo-Ufer, mit Trachyten in den Gudda-Bergen. —

Der Jura Schoas zieht sich nach Somalien hinüber.

Aus dem Süden Berberas beschrieb GREGORY den Bihindula-Kalk des Bath, Sandsteinen des Adigrat folgend, mit *Belemnites subhastatus*, *Parallelodon Egertoni*, *Rhynchonella Edwardsi*. Die Forschungen WYLLIES werden die Jurafolge genauer klären.

Die am Aufstiege von Afar nach Harrar von ROBECCI gesammelten Fossilien, meist Brachiopoden, möchte DE ANGELIS auf Lias (?) bis Kimmeridge verteilen. Am Hakim bei Harrar folgen über liegenden verschiedenartigen Kalken harte graue, z. T. tonige, Hornsteinkalke, mit *Rhynchonella somalica*, *Ter. subsella* des mittleren Malm. Diese Schichten ähneln den Djimma-Schichten Schoas.

Südlich des Hakim liegen die von NEUMANN ausgebeuteten Fundstellen Harro Rufa und Atschabo (zwischen 8.^o und 9.^o N und 41.^o und 42.^o O).

Bei Harro Rufa stehen hellgelbe bis dunkelbraune Mergelkalke an mit *Ter. subsella*, *Waldh. humeralis*, *Macrodon Rufae*, *Ceromya excentrica*, *Pholadomya Protei*, *Idoceras Rufanum*. Bei Atschabo ergaben gleiche, sehr fossilreiche Gesteine *Ter. subsella*, *Exogyra bruntrutana*, *Ceromya excentrica*, *Phol. Protei*, *Perisphinctes Arussiorum*, *Gallurum, aeneiformis*, *Aspidoceras somalicum*, *altenense*, *irregulare*. DACQUÉ spricht von einem schweizerisch-französischen Gepräge dieser Fauna.

Vom Tug Terfa, einem Nebenfluß des Schebeli, beschrieb CRICK *Perisphinctes* cf. *Adelus*, cf. *frequens*, cf. *torquatus*, *Rhynchonella subtetraedra*. Beziehungen zur indischen Umia-Gruppe würden sich ergeben.

Westlicher ist im Schebelitale am Abu el-Kassim in einem 500 m mächtigen Profile die Überlagerung des Jura durch die Unterkreide erschlossen. RECK und DIETRICH gliederten es in:

1. Korallenkalke des Unteroxfordien (oder älter?), in 1000 m Höhe anstehend;
2. gelbe Brachiopodenkalke des Oberoxfordien mit *Rhynch. moravica*, *Ter. bisuffarcinata*, in 1200 m Höhe;
3. Mergelkalke des Kimmeridgien mit *Pholadomya Protei*, in 1300 m Höhe;
4. Weiße Kalke des Neokom mit *Phol. Picteti*;
5. Trigoniensandsteine des Aptien mit *Trigonia Picteti*, in 1400 m Höhe.

Im Djuba-Becken am Dawa fand SACCHI oolithische Kalke, unten dunkel, oben hell, durch Konglomerate getrennt, die in den Dogger, im oberen Teile vielleicht in den Malm gehören.

Im südlichen italienischen Somalilande berichteten SACCHI und STEFANINI über den Jura:

Bei Matagoi liegt Jura, 20° SSO geneigt, als isolierter Abtragsrest über Granit. Er beginnt mit Quarzsandsteinen, geht über in graue Kalke mit Quarzkörnern und schließlich in Kalke mit Lumachellen großer Muscheln, darunter Megalodonten und Gervilleien (ähnlich *G. Ombonii*) zusammen mit *Natica*-ähnlichen Schnecken und wenigen Korallen. Dann folgen 50 m mächtige Kalke mit Lumachellen, Kalke mit kleinen Schnecken und zuletzt Mergelkalke. STEFANINI hält diese Folge für Lias.

Weiter ist bei Anole am Djuba ein Juraprofil erschlossen. Ehe eine Bestimmung seiner Fossilien erfolgt ist, wird man es vorläufig nur als oberjurasisch bezeichnen.

- a) am Fuße des Anole-Hügels liegt mergelig-kieseliger Kalk mit Ammoniten und Muscheln. Unter ersteren finden sich Perisphincten — erinnernd an *P. Wischniakoffi*, *curvicosta* —, Macrocephaliten, ähnlich *olcostephanoides* und *Rabai*, Peltoceraten, Hecticoceraten. Unter den letzteren sind sehr häufig *Pholadomya carinata*, *Pleuronectites Aubryi*, *Ceromya concentrica*; es folgen:
- b) eine massige Lumachellenbank mit leicht herauswitternden *Plicatula*, *Lima Harronis*, kleinen Exogyren, Alectryonien, Terebrateln (ähnlich *subsella*);
- c) ein, mehrere Zehner von Metern mächtiger Mergelkalk mit Belemniten, Perisphincten, Pecten;
- d) grauer mürber Kalk mit Rhynchonellen (verwandt *moravica* und *subnobilis*), *Cidaris*, *Modiola*;
- e) eine dünne Schicht einer brekziösen Lumachelle mit *Belemnopsis*;
- f) schließlich ein massiger, klingender Kalk ohne Fossilien, in große Platten gespalten.

Anderswo, so bei Degderr, Lehuída dürften orographisch höhere Nerineen- und Korallenkalke dies Profil von Anole fortsetzen.

PARKINSON sammelte bei Kukatta und Serenli in der Nähe Bar-
deras Belemniten und Ammoniten des Oberoxford.

Von besonderer Wichtigkeit ist der Jura der Danakil-Alpen
Afars, stellt er doch die Verbindung zwischen demjenigen in Hoch-
abessinien und in Südwestarabien her.

Über dem Adigrat folgen dort zunächst Jurakomplexe, deren Alter
durch Fossilien nicht geklärt ist, die aber nach ihrer Lagerung zu
jüngeren fossilhaltenden Schichten dem Lias und (unteren) Dogger
entsprechen werden. Es sind graue und schwarze, gelb geaderte Kalke
(Rada), oder graue und dunkle kompakte Kalke (Gambaro), oder feste
Kalke mit bunten Schiefern wechsellagernd (Gumgum).

In den höheren Abteilungen des Afar-Jura erblickt VINASSA DE
REGNY Bath bis Kimmeridge. Jedoch ist ihre stratigraphische Gliede-
rung noch nicht durchgeführt. An Schichten finden sich:

1. Kalke von grauer Farbe in Bänken von wechselnder Dicke (Rada,
Buluc buji, Alamoita-Masse);
2. häufiger sind graue Kalke, teils mergeliger, teils sandiger Natur.
Ihre tiefsten fossilführenden Lagen zeigen Lumachellen mit
kleinen Austern; sie sind über große Flächen verbreitet und
dienen als guter Leithorizont. Höher kommen Kalke mit Brachio-
poden des Oxford und Kimmeridge (so *Rhynchonella moravica*,
Terebratula subsella);
3. noch wichtiger, besonders auch wegen ihres Reichtums an
Fossilien, sind graue, mehr oder weniger dickbankige Kalke
(Dara, Sagan, Gumgum);
4. jünger sind die dunklen Kalke von Macul mit *Ter. subsella* und
Pygope nucleata — und typisch Kimmeridge sind bituminöse
Kalke von Sagan mit schlecht erhaltenen, stark verdrückten Ammo-
niten wie *Perisphinctes planula* var. *laxeolata* und *Arussorum*.

Diese höheren jurasischen Kalke gehen in sandige und schiefrige
Fazies über. Die sandige Fazies hält sich an die unteren Horizonte:
so werden bei Eduito sciumma die Ostreenkalke völlig konkordant von
hellen Quarziten überlagert. Die schiefrige Fazies zeigt bunte, auch
graue Tonschiefer, die gewöhnlich an irgend einer Stelle der Kalkserie
eingelagert sind, aber auch mit den Kalken wechsellagern wie bei
Gumgum, wo auf Quarzite gelbliche Kalke, bunte Schiefer, graue Kalke,
Kalke mit Schiefern im Wechsel folgen. Im Norden der dankalischen
Alpen scheint die schiefrige Fazies nicht mehr entwickelt.

Nach Nordosten nimmt die Dicke aller Sedimente dieses Gebietes
merklich ab: dort lag eben der, in der Sedimentdecke Hochabessiniens
in gleicher Weise bemerkbare alte Festlandskern der syrabisch-egynubi-
schen Region.

Schichtnamen	Alter	Nordabessinien	West- und Südbessinien	Nordsomalien	Südsomalien
Liegendes des Jura: Adigrat-Schichten Abai- und Lugh-Sch.	Perm, Trias Riät, Lias	Tigre, Godjam („Adigrat-sandstein“; mit bunten Tonschiefern)	Schoa, Wallega, Afar (Sandsteine, Schiefer) Im Abai-Tale die Abai-Schichten (Kalke mit Gips u. Dolomit) mit marinen Fossilien	Tschertscher- und Golis-Gebirge (bunte Sandsteine; Gipse)	Djuba-Becken (Sandsteine) Lugh-Schichten (Sandsteine mit Gips) mit <i>Modiola minuta</i> (?) Matagoi-Kalke des Lias?
	Bajocien, Bathonien ? Callovien	Tigre: Antalo-Kalk ↓ Antalo-Kalk mit Sandsteinbänken	Schoa: Mergelkalke im Abai-Gebiet (mit <i>Pleuronotites Aubryi</i> , <i>Rhynchonella lotharingica</i> , <i>Edwardsi</i>) Kalke mit roten Tonlagen	Kalke von Harar (mit <i>Rhynchonella lotharingica</i> , <i>Edwardsi</i> , <i>don Egertoni</i>) Kalke von Harar (mit <i>Pholadomya carinata</i>)	↑ Am Dawa-Flusse des Djuba-Beckens: oolithische Kalke mit Konglomeraten
Antalo-Schichten	Oxford	↓	Mergel, Mergelkalke, Tone	Abu el-Kassim-Kalke (mit <i>Rhynchonella moravica</i> , <i>Terebratula bisuffurcinata</i>)	Im Djuba-Becken bei Bardera: Anole (Sch. mit Perisphincten, Peltoceren), Serenli (Sch. mit Ammoniten des Oberoxford)
(Djimm-Schichten)	Séquanien, Kimmeridgien		Hornsteinführende Kalke an der Djimma (= Lagatima- und Badattinokalk) (mit <i>Pholadomya Protes</i> , <i>Exogyra bruntrutana</i>)	Sch. von Atschabo und Harro Rufa (mit <i>Terebratula subella</i> , Perisphincten, Aspidoceren). — Hakim-Kalke bei Harar (mit <i>T. subella</i>). — Abu el-Kassim (mit <i>Pholadomya Protes</i>). — Tug Terta-Kalke (mit <i>Perisphinctes cf. torquatus</i>) ? Saurier-Schichten	Lugh: Sch. mit <i>Exogyra bruntrutana</i> und <i>virgula</i>
(Nubischer Sandstein zum Teil)	Unterkreide	? Sandsteine	Sandsteine in Schoa, Kafa	Gillett-Berge, Am Abu el-Kassim: a) weiße Kalke des Neokom (mit <i>Pholadomya Picteti</i>), b) Trigonien-Sandsteine des Apt mit <i>Trig. Picteti</i>) Singeli-Gebiet	Schebeli-Gebiet: Hoplitenschichten, Muschelschichten (mit <i>Pholadomya Picteti</i>)

4. Kreide

Im nördlichen und mittleren Somalien dauerte die Meeresherrschaft während der Unterkreide an. Im Djuba-Becken ist Kreide unsicher; doch könnte sie nahe dem Meere entwickelt sein. Über Oberkreide (Cenoman, Turon) bestehen nur ganz unsichere Angaben, so von *Gryphaea vesiculosa* von Bur Dab (46.° ö. L.) und von Korallen vom Rugga-Paß aus dem Hinterlande von Berbera.

Unterkreide Somaliens ist bekannt einmal zwischen Faf am Tug und Barri am Schebeli, 500 km landein der Küste, wo MEYER-EYMAR in ihr einen unteren Ammonitenhorizont mit Mergelkalken, reich an Hoplitiden (*Champlioni*, *Rothi*) und einen oberen Muschelhorizont mit *Arca Gabrielis*, *Pholadomya Picteti*, *Toxaster Collegnoi* unterschied;

ferner aus den Gillet-Bergen bei Scheich Hussein, wo ähnliche Gesteine *Arca Gabrielis*, *Phol. Picteti*, *Exogyra Couloni*, *Trigonia Picteti* bergen;

weiter vom Abu el-Kassim, dessen Profil oben erwähnt wurde, von den Höhen des Tschertscher-Gebirges — und wohl von hier aus weit am Nordrande des Adengolfes entlang ziehend —, im Singeli-Gebiete (11° N, 48° O), aus dem ROCHEBRUNE *Isocardia neocomensis*, *Modiola simplex* bestimmte.

Die Unterkreide Somaliens findet am abessinischen Graben nicht ihr Ende. In dessen Tiefe am Suai-See scheint der Übergang von Jura zu Kreide in, den ostafrikanischen nahestehenden, Saurierschichten erhalten zu sein. In Abessinien läßt sich die Unterkreide in den Sandsteinen wiedererkennen, die in Kaffa und Schoa über dem Oberjura, in Tigre über dem Antalokalke folgen, vielleicht verschiedene Horizonte des Jura eindeckend. Sie nimmt nach Norden hin immer mehr litorale Fazies an, je näher sie auf den kristallinen Zentralkern Erythriens hinaufsteigt.

5. Tertiär—Quartär

Eozän ist allein vom Südrande des Adengolfes bekannt. Es findet sich einmal bei Berbera, sowohl als Staffel im Adengraben, wie auf der Höhe der Somalitafel, und zwar als Kalke mit Kiesellagen von Dubar Uradu (mit *Campanile* sp.) und als Kalke vom Garrasgoi-Berge (mit *Gryphaea Gregoryi*). Ferner am Elio-Berge südlich von Zeila. Das Eozänmeer, wie schon das der Oberkreide, war in seiner Ausdehnung beschränkter als seine Vorläufer; doch mögen auf großen Gebieten die eozänen Schichten wegen ihrer hohen Lage wieder beseitigt worden sein. —

Ohne das Alter der Vorkommen klären zu können, mögen hier die, oft beliebig als Stein- oder Braunkohle bezeichneten Kohlenlager Abessiniens von Debra Libanos, Ankober, Baltshi, Tegulette, Sallale, Debra-Borane genannt werden. In der Hauptmasse handelt es sich wohl um tertiäre Braunkohlen- und Lignitlager. Bei Debra Libanos erreicht ein Flöz 20 m Mächtigkeit. Die Lager sind im Tagebau ausbeutbar. „Steinkohle“ wird von Boro-Meda am Tana-See erwähnt; vielleicht liegt ein kontaktmetamorphes Flöz vor. —

Jungtertiär und Quartär. Die Küste des Roten Meeres — und wohl des Adengolfes in gleicher Weise — begleitet ein Komplex von Gesteinen, die teils eruptiven, teils aber sedimentären, marinen oder terrestrischen Ursprungs sind. Meist sind sie recht innig miteinander verknüpft. In den Hochgebieten Abessomaliens sind gleichartige Gesteinsvergesellschaftungen nicht vorhanden. Hier finden sich verschiedenartige, dem Alter nach nicht sicher bekannte, schwarze, braune, rote Verwitterungsböden, die z. T. sehr reichlich Kalkkonkretionen führen, ferner z. B. an den Quellaustritten verbreitet Kalktuffe, — in Wannen der hohen Bergländer Abessiniens „Hochmoore“, — und in den Tälern terrassierte fluviatile Ablagerungen.

Nahe der Küste des Roten Meeres breitet sich zunächst eine Zone von gehobenen Riffgesteinen aus. Daran schließen sich sehr wechselreiche Schichten an, die die fortdauernde Unruhe in ihrem Ablagerungsraume anzeigen. So unterschied BALDACCİ in der Umgebung von Massaua folgende Typen:

1. verschiedenfarbige Mergel,
2. grünliche Sande terrestren Ursprungs, reich an Adern unreinen Gipses,
3. Tone mit Kalkkonkretionen und Gips in Schnüren und Kristallen,
4. gelbe Sande,
5. Konglomerate, mehr oder weniger von Tonzement verfestigt, mit allen möglichen kristallinen Geröllen aus dem Hinterlande,
6. helle bröckelige Kalke mit Mollusken und Korallen,
7. außerdem die subfossilen und rezenten Korallenkalke von Massaua und der benachbarten Inseln.

Diesen Sedimenten sind verschiedene vulkanische Gesteine zwischengeschaltet, so Basalte, die vorherrschen, Andesit, Liparit.

Was das Alter dieses Komplexes anbelangt, so schied BALDACCİ zunächst eine ältere Reihe, vielleicht aus dem Miozän, unten mergelig, oben sandig. Sie unterlagert mit leichter Diskordanz eine zweite Reihe aus Tonen und Sanden mit Gipsen; ihre Fossilien sollen oberpliozän sein. Darüber folgen die Konglomerate postpliozänen Alters.

Die älteren dieser Abteilungen entsprechen wohl der wenig klar gefaßten „Aden-Serie“ BLANFORDS.

DAINELLI und MARINELLI schließen, indem sie aber den Mangel beweisender Fossilien betonen, alle Gesteine der Küstenzone Eritreas in Pliozän und Quartär ein. Sie trennen eine untere Schichtabteilung von einer oberen ab. In der ersteren sind die Gesteine gestört, in der zweiten aber fast horizontal geblieben. Im Tale des in den abessinischen Abbruch eingeschnittenen Naba Ramoda sind sie durch eine deutliche Diskordanz getrennt, die aber nicht überall entwickelt ist. — Die Störungen in der tieferen Abteilung weisen auf eine sehr junge Bewegungsphase im erythreischen Graben hin.

Die Senke Afar wird von jungtertiär-quartären Schichten weithin eingedeckt. Einiges hierüber ist bei deren Schilderung bemerkt. In der Umgebung der Tadjura-Bucht beobachteten AUBRY, FOUROT und CHIARINI ähnliche Folgen wie in Eritrea.

III. Vulkanismus und jungvulkanische Gesteine

Schon in älteren Reiseberichten ist die bestimmende Vormacht vulkanischer Gesteine — der „Trappdecken“ — in Hochabessinien bekundet. Später erst wurden die vulkanischen Erscheinungen der Bruchgebiete und Somaliens beschrieben.

Der Vulkanismus Abessiniens verteilt sich auf zwei große Perioden. Die erste erinnert an die Trappergüsse SW-Arabiens und des Dekkans. Mit jenen mag sie in die Oberkreide fallen. Die zweite Periode ist tertiär-quartär und hängt mit der Entstehung der großen ostafrikanischen Spaltenzüge zusammen. Ihre Gesteine entstammen der Alkalisippe, stehen also, wie PRIOR zuerst betonte, in engster Verwandtschaft zu den weiten, aus den abessomalischen herauswachsenden Vulkangebieten an der „mittleren Störungszone“ Ostafrikas in Britisch- und Deutschostafrika. Gewisse Ausnahmen an subbalkalischen Gesteinen können an dieser Charakterisierung im großen nichts ändern. —

Die erste Periode schuf petrographisch einförmige Gesteine, die jüngere eine Fülle von sehr verschiedenartigen Typen.

I. BLANFORD teilte die Effusiva Hochabessiniens der Oberkreide zu, ebenso BALDACCI wie DAINELLI und MARINELLI, die über die vulkanischen Gesteine Eritreas Neuere berichteten. AUBRY stellte sie zwischen Oberkreide und Eozän. ARSANDAUX spricht die Deckengesteine Abessiniens für jünger als Kimmeridgien, aber älter als die Grabenbrüche an. Die Beobachtung von vulkanischen Lagern und Gängen im Jura, ja Adigrat spielt für die Altersfrage insofern keine Rolle, als diese nur die Zubringer und tiefsteckenden Auhängsel der Übergußdecken sind.

BLANFORD unterschied zwei, zueinander unkonforme Lavengruppen Hochabessiniens: die untere Aschangi-, die obere Magdala-Gruppe.

Zwischen beiden steht eine Übergangsgruppe. Als weniger bedeutsame fügte er die Aden-Gruppe mit dem jüngeren Vulkanismus in der Grabensohle hinzu. Die Trennung der ersten beiden Gruppen ist mit gewissen Abänderungen berechtigt; doch begegnet sie vorläufig noch manchen Schwierigkeiten im Felde. Magdala- und Aden-Gruppe gehören jedoch gemeinsam den alkalischen Extrusionen Ostafrikas an.

Die Aschangi-Gruppe BLANFORDS besteht aus Doleriten und Basalten, letztere meist mit Mandeln, und Zwischenlagen von Aschen und Brekzien. Tiefgründige rote Verwitterungserden entstehen aus ihnen. Diese Gruppe lagert im, tektonisch sehr komplizierten, Meschek-Tale auf gestörtem Antalo. Ihre Basalte sind gleichfalls verstellt. Die Magdala-Gruppe folgt ihr im Meschek-Tale mit horizontalen Basalten. Sie ist ausgezeichnet durch die Häufigkeit von dicken, wagerechten „Trachytbänken“, die in steilen, terrassierten Stufen verwittern. Sie machen die hohen Gebirge unersteiglich, und bilden die Ambas mit den Bergfesten der Abessinier. In die Magdala-Gruppe betten sich lokal ein weiße tonige Gesteine (Tuffe), grobe Sandsteine mit Hölzern, wie mit der von UNGER beschriebenen, wohl tertiären *Nicolia aegyptiaca*, und dunkle Schiefer. Am Jutta folgen so aufeinander: Basalt, Trachyt, grober brauner Sandstein (20 m), Aschen und Basalte, weiße Tonschichten (8 m), kompakte Basalte.

AUBRY querte von Fitsché zum Abai 500 m vulkanischer Gesteine der Magdala-Gruppe, von oben Feldspatbasalt mit reichlichem Augit, andesitischen Dolerit, glasreichen Augitlabradorit, Rhyolith, in Trachyt übergehend, — darunter die kretazischen Sandsteine.

ARSANDAUX fand am Aufstiege vom Hawasch-Tale nach Schoa auf der Bruchstafel zwischen Gadaburka und Baltshi dagegen: porphyrischen Basalt, Anorthoklastrachyt, Augittrachyt, Pantellerit, darüber bis nach Addis Abeba ophitische Basalte der Magdala-Gruppe.

Pantellerit von Tscheffedonsa		Anorthoklastrachyt von Baltshi	
SiO ₂	72,2	SiO ₂	71,2
Al ₂ O ₃	12,4	Al ₂ O ₃	14,2
Fe ₂ O ₃	3,0	Fe ₂ O ₃	1,6
FeO	2,4	FeO	1,6
MgO	0,5	MgO	0,4
CaO	0,1	CaO	Spur
Na ₂ O	4,4	Na ₂ O	3,8
K ₂ O	4,3	K ₂ O	4,6
Glühverlust	0,4	Glühverlust	2,2
	100,4		100,1
Dichte 2,46		Dichte 2,42	

PRIOR analysierte Gesteinsstücke BLANFORDS und SCHIMPERs aus Nordabessinien. Er erkannte unter ihnen Riebeckittrachyt, Grorudit, Paisanit, Lindoeit, Tinguait, Sölybergit. Ein Olivindolerit gehört wohl der älteren Aschangi-Gruppe an. Die Grorudite und Paisanite zwischen Aksum und Adua sieht PRIOR als lakkolithartige Intrusionen in die Phyllite des Grundgebirges an. Paisanit in Gangform bildet bei Senafe den eigenartigen Kamm des Toquile. Seine Höhe bezeugt zugleich das Mindestmaß der Abtragung, die ihn aus seiner Umhüllung schälte.

Paisanit von Adua (nach PRIOR)		Tinguait von Aksum (nach PRIOR)	
SiO ₂	76,01	SiO ₂	57,81
TiO ₂	—	TiO ₂	—
Al ₂ O ₃	11,96	Al ₂ O ₃	18,74
Fe ₂ O ₃	} 2,06	Fe ₂ O ₃	5,76
FeO		FeO	0,42
MnO	—	MnO	—
CaO	0,26	CaO	1,28
MgO	Spur	MgO	Spur
Na ₂ O	4,46	Na ₂ O	9,35
K ₂ O	4,73	K ₂ O	4,52
P ₂ O ₅	—	P ₂ O ₅	—
H ₂ O	0,28	H ₂ O	1,50
	99,76		99,38

Vulkanische Gesteine bedecken den größten Teil Abessiniens. Ihre geschlossene Masse endet bei Asmara. Ihr Vordringen in den Ostsudan ist mehrfach anzunehmen. Ihre Basis sind Grundgebirge, Jura oder Adigrat-Sandstein. Die Mächtigkeit der Trappdecken nimmt von Tigre nach Schoa zu, entsprechend ihrer Hauptneigung, ohne daß es möglich wäre, den Anteil der beiden Gruppen, geschweige denn ihre Verbreitung genauer zu bestimmen. Die Dicke mag schließlich 2000 m betragen. Die höchsten Bergländer Abessiniens sind vulkanisch, entweder Reste aus Decken oder vielleicht auch vulkanische mächtige Aufschüttungen über der Übergußtafel. Im einzelnen ist die Abwechselung der Gesteine in ihr sehr groß; sie sind noch nicht im entferntesten erforscht. Die Erußfolgen variieren wenigstens über größere Gebiete hin.

II. In Somalien sollen nach STEFANINI bei Lugh in den gipsführenden Lugh-Schichten der Trias gleichaltrige normale Basalte liegen, die auch als Decken in Ogaden vorkommen. Sie könnten nach dieser Lage Basalten der Oberkarru entsprechen. Da sie aber mit Alkalituffen vergesellschaftet sind, scheint dies hohe Alter doch zweifelhaft. Bei Allengo am Djuba lagern Alkalilaven auf Jura. Aus der vulkanischen Landschaft um Burji und den Margherita-See bestimmte MILLOSEVICH

Rhyolith, Quarztrachyt, Augit- und Hypersthenandesit, Basalte und Dolerite. Ein ausgeprägter alkalischer Charakter dieser Gesteine ist nicht erkennbar.

Die Jura-Kreide-Tafel Nordsomaliens wird in den Gipfeln des Kubajo- und Abu el-Kassim-Stockes in großartiger Weise von tertiären



Fig. 47. Der Toquile von Süden und von Westen. (Aufnahme DAINELLI und MARINELLI.)
Paisanit-Gang, in senkrechte Säulen abgesondert; die bebuschten tieferen Flanken aus
kristallinen Gesteinen.

Eruptiven durchtrüemt. Die Durchbrüche haben die umgebenden Schichten in nahem Umkreise stark gestört. Gänge strahlen ins Nebengestein aus. Abu el-Kassim umzieht eine deutliche Kontaktzone; die Kalke wurden marmorisiert, die Sandsteine verquarzt. Erzbringer mit Fe und Mn begleiteten den vulkanischen Akt.

WEBER erkannte unter den Sammlungen ERLANGERS und NEUMANNs im Wabi-Gebiet am Abunas, in den Gillettbergen, am Abu el-Kassim Phonolith, Hornblendenephelinit, Monchiquit, Nephelinbasanit, nephelin- und hornblendeführende Basalte. Dazu gesellen sich eine Fülle anderer „Basalte“.

III. Am eindringlichsten aber arbeiteten die plutonischen Kräfte an der Ausgestaltung Afars und des abessinischen Grabens. Hier tritt zu ausgedehnten Decken, wie sie aus Abessinien und Somalien erwähnt wurden, der Aufbau einer Unmenge jungtertiärer und quartärer Vulkane aller Größen, die dem übrigen Abessinien fast fehlen.

Nach ARSANDAUX' Beobachtungen scheint es sicher, daß im wesentlichen dieselben Deckenfolgen, die hoch an der SO-Flanke Abessiniens und am Somalirande auftreten, an ihrem Fuße in Afar wiederkehren. Es wurde also ein einheitlicher Deckenstapel durch den im Miozän vollendeten, großen somalischen und abessinischen Abbruch zerrissen. Die Folge der Decken ist nach jenem Autor: unten porphyrische Basalte, darüber eine reiche Serie heller, ägin- und riebeckithaltiger Laven, so Rhyolithe und Pantellerite, sehr ausgedehnte Decken bildend, und zuletzt doleritische Basalte. Diese drei Serien gehören drei vulkanischen Perioden an, welche nacheinander die älteren porphyrischen Basalte, die sauren Alkaligesteine und die jungen Basalte mit doleritischer Struktur schufen. Der subalkalische Charakter der Basalte ist konstant.

Vulkanologische Beobachtungen aus diesem südlichen Teile Afars zwischen dem Tadjura-Golfe und Ankober gaben AUBRY, GENNES und BONNARD, letztere und LACROIX auch Gesteinsanalysen. Für das nördliche Afar seien diejenigen von MANASSE, VINASSA DE REGNY und der beiden gleich zu nennenden Autoren erwähnt.

Die großen Einzelvulkane der Grabensenken schilderten ausführlich DAINELLI und MARINELLI. Folgende wären hervorzuheben. In einer Reihe entlang der Fossa dankalia erheben sich zunächst Jalua, Alid, Maraho, Erta-ale und Afdera.

Jalua steigt als Ruine über dem Süden des Zula-Golfes auf. Alid ist gleichfalls stark zerstört. Sein Krater hat 1 km Durchmesser. Er besteht neben Trachyten aus Basalten und erreicht 685 m rel. Höhe. Fumarolen, bis 98° C. heiß, und Parasiten sind zahlreich an ihm. Er muß nach gewissen Schichten im Krater zeitweilig unter dem Meeresspiegel gelegen haben. Der Fuß des Maraho liegt 113 m unter dem Meeresspiegel. Seine relative Höhe beträgt nur 146 m. Er gleicht in

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
SiO ₂	76,60	78,72	48,09	72,88	48,50	46,20	67,44	60,75	46,60
Al ₂ O ₃	10,40	7,78	17,71	13,86	12,32	16,01	11,59	14,50	15,06
Fe ₂ O ₃	5,65	4,89	3,31	1,52	10,87	5,08	4,48	6,18	12,26
FeO	—	1,31	6,36	0,73	5,83	7,01	1,35	2,94	6,15
MgO	1,52	—	4,75	0,23	5,86	5,07	0,37	0,43	2,58
CaO	0,51	Spur	13,82	1,82	10,42	7,06	2,08	3,36	9,66
Na ₂ O	1,80	4,24	2,52	4,40	3,45	6,50	6,68	5,88	3,89
K ₂ O	4,10	3,03	0,90	3,98	1,74	2,04	4,24	3,74	0,97
TiO ₂	—	0,31	2,00	—	2,23	0,76	—	0,46	1,98
P ₂ O ₅	—	—	0,36	—	0,24	0,51	0,12	0,25	0,44
H ₂ O +	1,20	0,31	—	0,52	0,39	4,31	0,62	1,44	0,80
" —		0,22	0,26	—	—	—	—	—	—
	101,78	100,31 (MnO Spur)	100,13 (Cl = 0,05)	99,64	100,85	100,95 (Cl = 0,41 MnO = 0,23)	99,31 (MnO = 0,34)	100,48 (MnO = 0,55)	101,10 (MnO = 0,71)

- I. Rhyolith, Südafar (GENNES)
 II. Pantellerit mit Ägrin, vom Holhol (LACROIX)
 III. Plagioklasbasalt von Gubbet Kharab bei Obok (LACROIX)
 IV. Rhyolith, Samoite (MANASSE)
 V. Basalt des Vulkans Ahid (MANASSE)
 VI. Teschenit, Hamaset, Maassaua (MANASSE)
- VII. Ägrin-Rhyolitoid, Aden (MANASSE)
 VIII. Trachyt, Aden (MANASSE)
 IX. Basalt, Aden (MANASSE)
 I—III = Gesteine aus Südafar
 IV—VI = " Nordafar
 VII—IX = " von Aden

seiner Einfachheit einem Vulkanmodell und in den Abmessungen dem Monte Nuovo der Phlegreischen Felder. Der basaltische (?) Erta-ale, der „rauchende Berg“ am Süden des Assale-Sees in — 75 m Höhe, soll hin und wieder Dämpfe entwickeln. Doch sind die Nachrichten darüber unsicher. Afdera war im Juni und August 1907 nach Eingeborenennmeldungen tätig. Ein neuer Krater öffnete sich in seiner Westflanke. Die ihm zugeschriebene Höhe von 2250 m ist unrichtig.

Übrigens bestehen noch andere unsichere Angaben über Eruptionen in Afar. Sicher aber ist ein schwerer Ausbruch des Dubbi südlich von Edd im Jahre 1861. Eine zehntägige große Ascheneruption wurde weithin am südlichen Roten Meere verspürt.

Die Küste Afars ist mit kleineren Vulkanen dicht besetzt, wie dem Boden ganz Afars eine Unzahl solcher entsteigen. Die küstennahen Vulkane scheinen in Reihen senkrecht zum Meeresufer angeordnet zu sein. So beobachtete ARSANDAUX in der vulkanischen Umgebung der Tadjura-Bucht drei SW gerichtete Vulkanreihen.

Große Vulkanlinien in der Südumrahmung Afars und am abessinischen Graben sind diese: entlang dem Hawasch, der in Afar versiegt, stehen Ajelu (1500 m), Dabila und Dofane, letzterer mit vielen Fumarolen. Von hier zieht sich eine Reihe junger Vulkane, so Assabot, entlang dem Abbruche Somaliens über Djildessa gegen Berbera. Die Gruppe des Fantale schüttete gewaltige Massen trachytischer und andesitischer Laven am Eingange zum abessinischen Graben auf. Erwähnt seien in ihm noch: der trachytische Erer (3020 m?) über einer Basis von 40 km Durchmesser, die Adda-Vulkane und in deren Süden der viel genannte trachytische Sukwala (2920 m), dessen weiter Krater einen See trägt. Er ist vielleicht die größte der abessinischen Essen. Diese jungen Vulkane scheinen meist saure Laven gefördert zu haben. Andere bedeutende Vulkane begleiten die Seen des abessinischen Grabens bis zum Rudolf-See. Die jungvulkanischen Gesteine dieses Grabens gehören durchaus der Alkalisippe an: es sind verschiedene Trachyte, Rhyolith, Phonolithe, Comendit und andere mehr. Es ist bekannt, daß sie an den Grabenrändern verschiedentlich die mesozoischen Kalke durchschlagen und verändern. —

In einer Unzahl brechen in Abessomalien Thermen hervor. Es ist eines der an heißen Quellen reichsten Gebiete der Erde. Häufig sind sie vor allem in Afar, aber auch in Schoa und im abessinischen Graben. Zwei Gruppen lassen sich scheiden: die eine umfassendere Gruppe ist vereint mit der neuesten vulkanischen Geschichte der Region in Afar. Sie birgt Thermen bis 100° C, die Chlornatrium enthalten. Die zweite kleinere zeigt heiße Quellen etwa bis zu 50° C. Sie treten auf dem abessinischen und somalischen Tafellande, an ihren Bruchhängen über Kristallinem und den Trappdecken auf.

IV. Der geologische Bau der Unterregionen

I. Abessinien

Das abessinische Hochland ist von Norden nach Süden langgestreckt, an seinen Enden zugespitzt, in seiner Mitte verbreitert. Seine äußersten Punkte berühren den 18.30.^o und 5.^o n. Br., den 34. und 40.30.^o ö. L. Der Absturz der Hochtafel gegen die tektonischen Niederungen des erythreischen Grabens, der Afar und des abessinischen Grabens bis zum Rudolf-See schafft gegen Osten und Süden eine Grenze von greifbarer Schärfe — im Gegensatze zu der verschwommeneren, ein- und ausspringenden, aber wohl ebenfalls tektonischen Westgrenze über dem Sudan. Im Norden trennt eine Tiefenzone Abessinien gegen die Berge von Suakin ab.

Abessinien ist kein Alpenland, wird es oft auch fälschlich so genannt. Nicht die Vertikale dominiert, in tausende von Zacken gegliedert. Die horizontale Linie herrscht: breite Stufen stehen neben-, in Staffeln übereinander. Massigkeit und Geschlossenheit der Formen waltet vor der vielgestaltigen Einzelheit vor. Bergrücken, oft nur sanft geformt, steigen aus weiten Ebenen an, in nichts verratend, daß sie 3000 und mehr m Höhe erreichen. Nur selten entwickeln sich alpine Szenerien, so im wilden Semien. Abessinien ist das Land der Flächen und der Klüfte, der mit senkrechten Wänden eng in die Tafeln bis aufs Grundgebirge eingesägten, viele Hunderte von Metern tiefen Talrisse. Als gähnende Spalten öffnen sich die Talwege der großen, dem Nil zugehenden Flüsse, des Mareb, Takasse, des Blauen Nils und ihrer Zubringer. Trennende Schranken legen sie zwischen die Landschaften des Landes.

Über seinen tieferen Ebenheiten lasten einzelne, stärker individualisierte Hochregionen. Es sind klimatisch begünstigte, regenreiche Inseln, in denen unberührter Hochwald weite Flächen bekleidet.

In das nördliche Knie des Takasse schmiegt sich so Semien, die massigste Erhebung Abessiniens. Gewaltig sind hier die Höhenunterschiede auf geringen Entfernungen. Ras Daschan (4620 m) ist der herrschende Gipfel Abessiniens. Buahit (4542 m), Abbu Jared (4563 m) und andere stehen ihm nur wenig nach. Die Hochgipfel Semiens tragen oft lange Zeit ausdauernde Schneekappen. „Hochmoore“ bergen sich in seinen Senken. Eine „alpine“ Vegetation erhielt sich an seinen Gipfeln, an die der Riesenberge Ostafrikas erinnernd.

In das südliche Knie des Takasse lehnt sich das Hochland Lasta mit dem Abuna Josef (4196 m). In der großen Schlinge des Abai aber steigt über der 2000 bis 2500 m hohen Fläche Godjams das NW gestreckte Tschoke-Gebirge auf, beherrscht vom Agsios fatra (4200 m).

Das Tal des Abai bildet als seinen nur nach Westen offenen Rahmen eine wilde Schlucht, die über 1500 m Tiefe erreicht; in fünf Hauptstufen und unzähligen Gesimsen steigt es aus ihr empor.

Schoa endlich ist das Land der weiten, einförmigen Hochflächen. Sie dachen sich vom Ostabbruche Abessiniens von 2500 bis 3000 m nach Norden und Westen ab. Einzelne Bergländer nur unterbrechen sie: so die Kolloberge (4300 m) und die Gimbaberge. Fast auf dem Ostabbruche steht der Abaja Mieder mit 4000 m. Nördlich von ihm, wohl in einer Staffel des ersteren, liegen die Seen Ardibo und Haik.

Die Formen der Berge, ebenso wie die der Täler, sind augenfällig vom bildenden Gesteine beeinflusst. Steil, gestuft steigen die Berge an,



Fig. 48. Die Amba Seim (2737 m) im Süden von Senafe. Im Hintergrund die Amba Mahara (2724 m). (Aufnahme DAINELLI und MARINELLI.)

Die Amba Seim erhebt sich isoliert über der von dünnen Deckschichten bekleideten Hochfläche. Ihr Gipfel ist Trachyt; darunter folgt eine schwächliche Lage von Adigrat-Sandstein, der diskordant den kristallinen Schiefen der Hochfläche aufruft.

die aus den Lagen der Trappdecken modelliert wurden. Es sind die Amben der Abessinier mit ebenem Gipfel. Wo der Trapp nur wenig mächtig auf dem Grundgebirge ruht, sind die kristallinen Hänge der Berge sanft; wo aber die vulkanische Decke einsetzt, beginnt eine Steilstufe. Einzelne, über das Niveau der Hochflächen weit hinausragende Gipfel, so die von Adua, die außerdem keine Bankung zeigen, mögen dagegen nicht aus den Trappen geschnitten, sondern Reste einstiger Vulkane oder Querkuppen sein.

Im Kern der Hochregion ruht der Tana-See. Seiner Höhe und Lage nach — Gipfel von über 4000 m umschließen ihn — möchte man ihn für einen Alpensee halten. Doch ist das grundfalsch: er ist ein stilles, weites Becken in ebener oder leicht hügeliger Umgebung; die



Plateau von Metscha in Godjam mit dem Abala Negus (ca. 2500 m). Trappdecken mit aufgesetztem Basalt(?) -Kegel. (Aufnahme F. ROSEN.)



Absturz und Auflösung des Abier-Plateaus in Semien nach Westen. Trappdecken. (Aufnahme F. ROSEN.)



Im Vordergrund das Abier-Plateau. Darüber der Hauptteil des Abier-Stockes.
Trappdecken. Semien. (Aufnahme F. ROSEN.)



Der Abbu Jared (4563 m) vom Selki-Paß. In der Ferne links das Abier-Plateau.
Semien. Trappdecken. Alpine Hochgebirgsvegetation. (Aufnahme F. ROSEN.)

große Entfernung zu seinem Bergkranze läßt den Eindruck eines Gebirgs-sees nicht aufkommen. Seine Größe übertrifft die des Bodensees um das sechsfache. Die Tiefe beträgt nur 100 m. Die Gewässer des Tana stehen in einer flachen Bodenmulde. Vielleicht entwässerte er einst nach dem Atbara, ehe das Abai-Tal sich zu seiner jetzigen Tiefe einschnitt.

HEUGLIN hält den Tana-See für einen Krater von gewaltigen Dimensionen. STRECKER und andere wollen in seiner Umgebung kristalline Schiefer und Sandsteine beobachtet haben. MORATTI erwähnt jedoch nur vulkanische Gesteine. Krater umgeben den See. In Tuffen fand man Schalen einer jetzt noch in ihm lebenden Muschel.

Sehr unsymmetrisch ist die Hydrographie des Hochlandes. Die Hauptwasserscheide zwischen Rotem Meere und Nil hält sich an den Ostrand der Tafel. Die Entwässerung geht zur Hauptsache nach NW, die erythreische Richtung bevorzugend. Nur Baraka und Omo folgen auf großen Laufstrecken tektonischen Meridionaltälern. —

Der Nordzipfel Abessinians im Stromgebiete des Baraka-Anseba ist reine Grundgebirgslandschaft mit deren kamm- und rückenartigen Verwitterungsformen. Im Dj. Hamoet endet Hochabessinien. Erst in der Breite von Asmara legen sich dem Sockel die Trappdecken, und zwar wohl die ältere Serie, in geschlossener Masse und scharf abstechender Morphologie über. Doch dringen nicht unbeträchtliche Ausläufer der alkalischen Magdala-Vulkanite sehr viel weiter nordwärts vor. Zwischen Saganeiti und Halai heben sich unter den Trappdecken die terrestren Adigrat-Schichten hervor. Im Gebiete des Gibba endlich, eines rechten Nebenflusses des Takasse, werden jene überlagert von den jurasischen marin-litoralen Antalo-Schichten. Diese verschwinden gegen Süden sehr bald wieder unter einer zweiten höheren Sandsteintafel, die man der Unterkreide zuteilen könnte.

Die Abtragungsfläche des Grundgebirges trägt, besonders auffällig in Nordabessinien, so in Tigre, dicke Decken roter Verwitterungs-erden. Deren Ursprungsgestein, Alter und Entstehung wurden sehr verschieden gedeutet. Plateau rouge, Toneisensteinplateau wurden diese roten Gebiete der „Limonit-Formation“ schon lange genannt.

SADEBECK unterschied nach Proben SCHIMPERS aus der Umgebung von Adua in den Roterden folgende Typen: Tone, meist rot oder violett, — tonige Brekzien, mit Bruchstücken, die sich nur durch ihre Farbe von der Grundmasee abheben, — tonige Konglomerate, mit hohem Eisengehalt und Gewicht, — Sandsteine mit wechselnder Größe der Quarzkörner.

Von Asmara geben DAINELLI und MARINELLI dieses Profil:

oben a) eine Decke aus schwammigem Materiale von roten Konkretionen in rotem Zement, aufgebaut aus Hydroxyden und mehr noch aus Oxyden des Eisens, $2\frac{1}{2}$ m m.;

- b) darunter ein toniges Gestein, teils rot, teils weiß, oft brekzien-ähnlich. Die weißen Teile bestehen nach MANASSE entweder aus kleinen Kriställchen von Alunit mit Quarzkörnchen, in andern aus Opalmasse mit Körnern von Quarz und auch Alunit, Kaolinkriställchen umschließend. Die roten Stellen enthalten die gleichen Mineralien, zu denen sich sehr reichlich Hydroxyde und besonders Oxyde des Eisens gesellen, 3 m m.;
- c) darunter Gesteine gleicher Zusammensetzung, aber von weniger verändertem Aussehen, vorherrschend rot. Eine gewisse Schieferung oder Schichtung ist noch erkennbar.

Die roten Böden, deren Mangel an Aluminium-Hydroxyd MANASSE feststellte, entstanden aus kristallinen Gesteinen ihrer Unterlage durch beginnende Lateritisierung. Sie werden im Gebiete des oberen Mareb in einer Dicke von vielleicht 50 m von Basalten überflossen. Ja, DAINELLI und MARINELLI sind der Ansicht, daß die Limonit-Formation älter oder wenigstens gleichaltrig den Adigrat-Schichten sein könnte, die aus ihr z. T. entstanden. —

Das mittlere Abessinien zwischen Takasse- und Abai-Tale erbauen die vielfältigen, petrographisch nach den wenigen brauchbaren Angaben sehr wechselreichen Gesteine der „trachytischen Serie“ mit ihren Decken- und Ganggesteinen. Die ältere Basaltreihe mit ihren Decken mag hin und wieder ebenfalls zum Ausstrich kommen. Nirgends außer in jenen tiefen Tälern ist sicher ein Auftauchen ihrer Unterlage festgestellt. So erschließt der grandiose Abai-Canyon bis hinab zum zum Einfluß des Didessa die ganze Gesteinsfolge Hochabessiniens: das Grundgebirge am Strome selbst, jedoch erst von der Einmündung des Muger an entblößt, die Sandsteine und Tonschiefer der Adigrat-Schichten, den Mittel- und Oberjura, letzteren besonders am Djimma, darüber die kretazischen Sandsteine, und schließlich die mächtige, aus hunderten von Lava- und Tuffblättern bestehende vulkanische Krönung, die zu hohen Gebirgen aufsteigt.

Es scheint wahrscheinlich, daß die gleiche Folge wie im Abai-Canyon auch am Ostabbruch des Hochlandes bloßgelegt ist. Darauf deutet wenigstens der Aufbau des Abbruches der Somalipalte hin. Doch ist vorläufig darüber nichts bekannt.

Vom Abai bis zum abessinischen Graben breiten sich im südlichen Abessinien wieder vulkanische Decken. Gern sind deren Basalte, wie anderswo auch, in dicken Säulen abgesondert; das gleiche lassen die aufgesetzten Basalkuppen erkennen. Harte Ganggesteine, aus ihrer Umhüllung herausgewittert, durchziehen als lange Steilmauern das Land. In der Umgebung von Addis Adeba sind wohl nur Basalte verbreitet.

Ob am hohen Westrande Abessiniens nur Ergußgesteine anstehen, oder sich zwischen sie und Sockel Sedimente einschalten, ist bisher nicht festgestellt. —

Die dem Grundgebirge auflastenden Folgen senken sich von NO nach SW. In gleicher Richtung nimmt ihre Dicke zu. Die Unterfläche der Adigrat-Schichten liegt am Undulbache in Tigre in 2370 m, am Abai in 1200 m. Ihre Oberfläche hält sich in Tigre in 2500 bis 2600 m, in Schoa in nur 1700 bis 1800 m. Wie der Adigrat, neigt sich auch der Jura nach Süden: bei Antalo liegt seine Sohle in 2500 m Meereshöhe, im Abai-Tale in 1700, seine Oberfläche in 2400 m. Das ergäbe einen Unterschied in der Höhenlage seiner Sohle von 800 m auf 300 km Entfernung. Ob diese geringe Absenkung an Brüchen vor sich geht, — von anderen Möglichkeiten abgesehen — oder einer Schiefstellung des abessinischen Blockes entspricht, bleibe dahingestellt. Ersteres ist wohl das Maßgebende gewesen.

Über die Tektonik des Inneren Abessiniens herrscht völlige Unklarheit. Brüche werden zwar bei Steilhängen des öfteren angenommen, aber nicht bewiesen. Die Grabenzonen strahlten ihre Einwirkungen sicherlich auf das Innere aus. Nach der Neigung ihrer Oberflächen, die allerdings nur unsicher zu ermitteln ist, könnte der abessinische Block in eine Anzahl kleiner Blöcke zerlegt sein, deren jeder eine eigene Hauptabdachung aufweist.

Auf allen Seiten — weniger scharf in der Nordecke — ist Abessinien von Steilanstiegen umrissen.

Daß der Ostabbruch des Hochlandes ein breites Störungsband ist, erweisen wenigstens — neben allgemeinen Erwägungen — einige tatsächliche Beobachtungen. Diese werden bei der Schilderung der hohen Umrahmung Afars angeführt. Auf einige andere zur Stützung der tektonischen Zuschneidung des Ostrandes mag hier hingewiesen werden. Fast alle Bäche, die den Ostabbruch in Eritrea entwässern, haben ausgesprochen zwei Laufrichtungen: eine meridionale im Quellgebiete, also parallel zu den Hauptbrüchen, eine zweite senkrecht zu jener. Zuweilen wechseln diese Richtungen an einer Wasserader mehrfach ab. Die Erosion arbeitete mit besonderem Erfolge dort, wo ihr durch gesteinszerrüttende Störungen der Weg vorgezeichnet war. — Morphologische Beobachtungen machen in Eritrea das Bestehen mehrerer Bruchstaffeln wahrscheinlich, die nach gewisser Länge aussetzen und von neuen abgelöst werden. — Der lange Talzug, der von den Flüssen Anseba, Mareb und Tserena durchflossen wird, und sich über drei Breitengrade parallel zum Hochlandsrande hinzieht, deutet auf die Gegenwart tektonischer Linien. Übrigens weisen viele andere Flußtäler aus der Umrahmung Abessiniens auf die Bevorzugung von Bruchlinien hin: so das Baraka-Tal, samt seiner langen Fortsetzung am Roten Meere bis Ras Rawejim, das Kassam-Tal in Schoa.

Der Westabfall Abessiniens gegen die Sudan-Tiefländer, zugleich der Hochafrikas gegen Niederafrika, ist als Bruchrand wenigstens zu vermuten.

Möglich scheint, daß die Sandsteine und Trappdecken des Hochlandes, vielleicht auch der Jura — worauf seine Ausbildung im Abai-Tale weisen könnte — gegen jene in tieferer Lage wiederkehren, also dasselbe tektonische Verhältnis herrscht, wie zwischen ihm und Afar. Morphologisch wird der Westabfall auf langen Strecken als Steilanstieg geschildert. Doch ist er nicht so einheitlich und geschlossen wie der trockenere östliche, der nur von kurzen steilen Tälern zernagt wird. Die wasserreichen Zuströme des Nils schlugen ihm breite Lücken und trugen zur Ausgleichen der Niveauunterschiede bei. Im Norden ist der Westrand nach RATHJENS bis zum Knie des Baraka in NS-Richtung gut erkennbar. Zwischen diesem und dem Takasse ist er nach Westen vorgerückt, doch behält er gleiche Richtung bei. Im Westen des Tana-Sees zeigt der Westrand eine SW-Richtung, die bis zum Abai anhält. Zwischen Semien und dem vorgeschobenen Bergstocke von Eto setzt jedoch eine unter 1000 m absinkende Zone gleicher Richtung hindurch. Jenseits des Abai springt der Westrand wiederum nach Westen vor, um dann nach Süden, in weitem Bogen erst nach SO und wieder nach Süden zu streichen. Westlich des Rudolf-Sees verflacht sich der Abfall immer mehr.

Die Frage nach dem Alter des Westabbruches ist höchstens so zu beantworten, daß er etwa gleichaltrig mit dem Ostabbruch sein dürfte. Er ist wohl jünger als die Trappdecken Abessinien, deren Ausdehnung nach Westen tektonisch mit ihm zusammenzufallen scheint.

2. Somalien

Somalien ist eine große, von NW nach SO geneigte Tafel. Ihre höchsten Erhebungen ziehen entlang der Südostflanke des abessinischen Grabens, den Abbrüchen Afars — des Tschertschergebirges —, und des Grabens von Aden. Sie steigen über 3000 m an. Die Neigung der Tafel wird durch ihre Entwässerung in Djuba und Schebeli und die Trockenrinnen des nördlichen Somaliens, des Haud, unterstrichen. Nur vereinzelt erheben sich in ihr, jedoch wieder dem Nordrande angenähert, Berge von 3000 m Höhe, so der Abu el-Kassim. Am Nordrand gut befeuchtet und reich bewaldet, geht Somalien südwärts rasch in Baum- und Buschsteppe über.

Hier, im italienischen Südsomalien, wurden vier, der Küste des Indik parallele Zonen ausgeschieden:

die Küsten- oder Dünenzone, eine ununterbrochene Kette von alten, fest gewordenen, von Gebüsch bewachsenen Dünen, an die sich am Meeresstrande lebende Dünen anlegen;

die Alluvialzone, überwiegend aufgebaut aus tonigen Absätzen des unteren Djuba und Schebeli;

die kristalline Zone, ebenes, mit jungen Deckschichten überzogenes, von Inselbergen (den „Bur“ der Eingeborenen) über-
ragtes Grundgebirgsland;

die Zone der sandig-kalkigen Hochebenen, von der
vorhergehenden durch einen Stufenanstieg getrennt. — —

Viel weniger noch als über Abessinien ist über Somalien, vor allem
seine Ostspitze, bekannt. Doch vergewissert dies wenige darüber, daß
es in allem die Fortsetzung des abessinischen Baues ist, wenn auch mit
gewissen Veränderungen, besonders in seiner vulkanischen Ausstattung.

Auf dem Grundgebirge, das sehr häufig durch die Deckschichten
durchsticht, so schon im nördlichen Hochrande wie bei Harrar mit
Graniten, südlich von Berbera, im Golisgebirge mit Gneisen und dem
Granit des Habrije, liegen zunächst die Adigrat-Schichten. Sie
zeigen, im Gegensatz zu der terrestren abessinischen Trias-Entwicklung,
am unteren Djuba marine Lagen nicht ganz sicheren Alters, die Lugh-
Schichten mit *Modiola minuta*. Es folgen Jura und Unterkreide in
mariner neritischer Entwicklung mit kalkig-sandigen Schichtreihen. Sie
sind sehr fossilreich von einer Reihe von Orten des nordwestlichen und
südlichen Somaliens bekannt, die oben genannt wurden. Das mesozoische
Meer erreichte in kalkiger Fazies den abessinischen Graben in der Um-
gebung des Abai-Sees.

Die Unterkreide folgt konkordant dem Jura. Es scheint, daß beide
Komplexe nach Süden zu an Mächtigkeit verlieren. In den Schichten
der Unterkreide macht sich bereits ein litoraler Einschlag bemerkbar.
Oberkreide ist nur im nördlichen Somalien angedeutet; die Meeres-
bedeckung hatte an Ausdehnung zu dieser Zeit stark verloren. Das
Eozän ist wohl auf die Umrandung des Golfes von Aden beschränkt.
Es ist nicht gesichert, wie weit das Eozänmeer nach Westen in seiner
Nachbarschaft vorgedrungen ist. Doch erreichte es den Meridian von
Zeila. In den Kalkgebieten Somaliens wurden von SMITH und PARKINSON
höhlenreiche Gebiete beobachtet. Ersterer fand bei Ginnir in 1500 m
Höhe am Webi die mit herrlichen Tropfsteingebilden verzierten Wynd-
lawn-Höhlen.

Die Trappdecken Abessiniens reichen wenigstens auf Nord-
somalien hinüber. Die jüngeren Alkali-Vulkanite häufen sich entlang
dem abessinischen Graben, dringen aber von ihm aus vereinzelt weit
ins Innere vor, die mesozoischen Sedimente durchschlagend und im
Kontakt verändernd. Noch am Djuba nordwestlich von Allengo, bei
Degderr und an seinem rechten Ufer bei Burr Hedlitle wurden Phono-
lithe (Tinguaite) über Jura beobachtet.

Der West- und Nordrand Somaliens entspricht einer einzigen,
2000 km langen Störungszone. Nur ihre Gestaltung am Graben von
Aden ist hier zu schildern. Im Hinterlande von Berbera ist die Küsten-

ebene des Golfes von Aden, der Guban, von marinen rezenten Sedimenten bedeckt. 13 km ländein erhebt sich die erste WO streichende Küstenkette, die tiefste Staffel des Grabenrandes. Eine zweite Ebene bringt auf ihr zum Steilhange des Somaliplateaus, zu der Golis-Kette, der wiederum in OW-Richtung gestaffelt ist. Über den Gneisen der Golis-Kette bauen sich 600 m dicke Kalke mit Schiefer- und Sandsteinlagen empor. GREGORY zeigte, daß am Abbruche die gleichen eozänen Dubar-Kalke in einem tieferen Niveau von 300 m und in einem höheren von 1700 m vorkommen. Das würde eine sehr erhebliche Absenkung anzeigen. LACKIE sagt: „Nördlich der Wasserscheide des Somalilandes ist das Gebiet stark zerschnitten durch eine Reihe von Brüchen, an denen es in immer niedrigeren Staffeln zur Küste nieder-

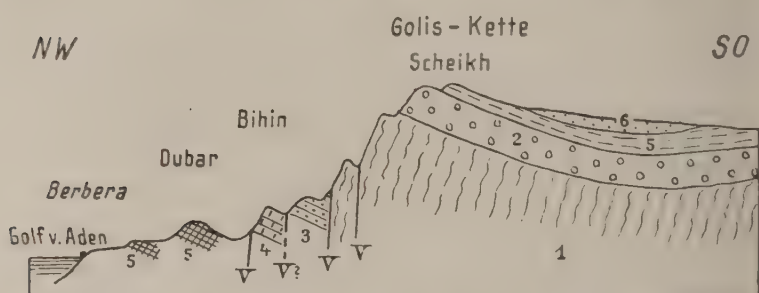


Fig. 49. Abbruch des Somaliplateaus zum Aden-Graben. (Nach GREGORY.)
1 = krist. Grundgebirge, 2 = rote Sandsteine (Adigrat-Schichten), 3 = Öl-Serie (Jura?), 4 = Bihindula-Kalk des Jura, 5 = Dubar-Kalk des Eozän, 6 = Gipse, Tone.

sinkt, so den Golf von Aden bildend.“ Diese Dislokationen sind post-eozän, wohl oligozän oder miozän, also im Alter mit den Randverwerfungen des erythreischen Grabens übereinstimmend.

Nach den Angaben von REVOIL dürften OW-Verwerfungen des Adensystems an der Küste des Indik zwischen Kap Guardafui und Ras Hafun heraustreten und den Lauf einzelner Täler bestimmen.

Gleichgerichtete Verwerfungen stellte KOSSMAT auf den Sokotra-Inseln fest.

Die Tektonik der somalischen Küste des Indik ist vermutungsweise ähnlich der im Hinterlande von Mombasa in Britisch-Ostafrika, wo die mesozoischen Sedimente durch Brüche parallel der Küste reich zerlegt sind.

So wird Somalien im Westen, Norden und Osten von tektonischen Landstufen begrenzt, während es südwärts grenzenlos in das zentrale Ostafrika übergeht.

Alter	Sedimente	Vulkanismus	Krustenbewegungen
Rhät, Lias	Sandsteine, Gipse, Tone; Kalke mit marinen Fossilien (Adigrat-Schichten)	—	Vordringen des Meeres von SO im Somalilande, von NO in Abessinien über das Festland
Dogger, Malm	Marine, litorale bis neritische Sedimente (Antalo- und Djimma-Schichten)	—	Weiteres Vordringen des Meeres nach Westen. Abessomalien weithin, doch mit Schwankungen vom Meer bedeckt
Untere Kreide	Nubischer Sandstein; marine, kalkig-sandige Unterkreide	—	Wahrscheinlich (litorale) Meeresbedeckung in Abessinien; tieferes Wasser sicher auf großen Strecken Somaliens
Obere Kreide	Marine Oberkreide in Nord-somalien, Sokotra	Aschangi-Laven (meist Basalte) (" in Südarabien)	Leichter Aufstieg des westlichen Abessomaliens
Eozän	Marines Eozän des nördlichen Somaliens, Sokotras, Südarabiens	Denudation der Aschangi-Laven	Aufstieg anhaltend
Oligozän	Terrestre Sedimente: Sandsteine, Schiefer, Braunkohlen	Magdala-Laven (der ostafrikanischen Alkali-Provinz)	Grabenbewegungen: Die breiten Gräben der Erythreis und von Aden entstehen und bilden sich weiter Scharfer Anstieg der Gebiete am südlichen Roten Meere und Adengolfe, besonders Abessinien
Miozän			
Pliozän	Terrestre Ablagerungen in den Grabensenken, marine in Afar und an den Küsten des erythraischen Grabens	Magdala-Laven (+ „Aden-Laven“) Deckenergüsse in Afar Vulkane in Afar, im abessinischen Graben	Grabenbewegungen: Die heute wassererfüllten Schachtelgräben des Roten Meeres und des Adengoltes bilden sich, ferner der abessinische Graben Eintritt des Indischen Ozeans aus dem Adengolfe in das Rote Meer
Quartär			

3. Afar und der abessinische Graben

Die Westwand des südlichen erythreischen Grabens biegt am 15.° s. Br. aus dessen Hauptrichtung energisch nach Süden um in den Steilabbruch Hochabessiniens. Fast in rechtem Winkel treffen auf ihn die Brüche des Aden-Grabens, von dessen jüngerer Generation er

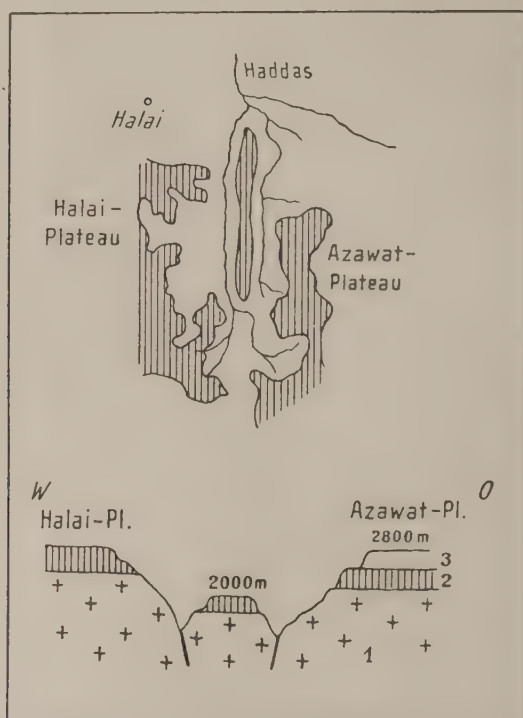


Fig. 50. Kartenskizze und Tektonik des Haddas-Tales am Ostabbruche Abessiniens. (Nach BLANFORD.)

1 = Grundgebirge, 2 = Adigrat-Schichten, 3 = Trapp.

noch zerlegt wird. Im Scheitel von Ankober jedoch verlassen Westwand des erythreischen und Südwand des Aden-Grabens ihre Bahnen: in enger Pforte brechen ihre Fortsetzungen, Vermittler der erythreischen und adischen Richtung, den SW ziehenden abessinischen Graben durch die abessomalische Platte.

Vor seinem Eingange breitet sich, eingeklemmt zwischen die vom Ankober-Scheitel ausstrahlenden langen Bruchschenkel, die vielfach wüstenhafte, von Staubtromben durchfegte, dunstig-heiße Sohlenscholle

Afar — das Land der „Unstäten“ — oder Danakil aus, ein wilder Tummelplatz vulkanischer Kräfte. Schmal beginnt es im Norden zwischen Hochabessinien und den letzten Spitzen des Danakil-Horstes, um sich nach Süden rasch zu verbreitern. An seinem Ostrande wird Afar vom Roten Meere durch das Danakil-Gebirge getrennt, den hohen Rest der Syrabien und Abessomalien bis ins Jungtertiär in der Sohle des erythreischen Grabens verbindenden Landbrücke.

Afar. Die Umrahmung Afars, das einzelne bis unter den Meeresspiegel reichende tektonische Senken durchlöchern, zeigt sehr beträchtliche Höhen. Die Kante Kerens hält sich in 2000 bis 2500 m Höhe.

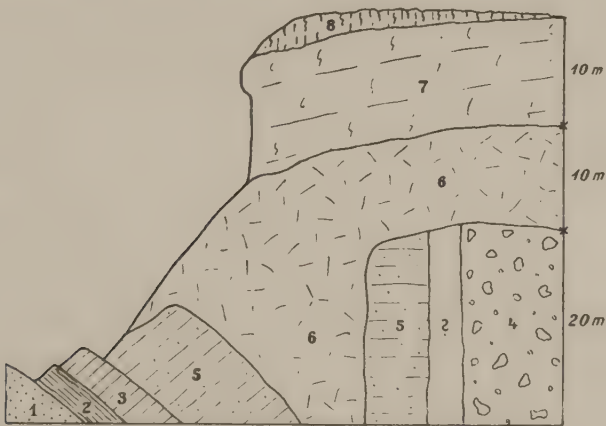


Fig. 51. Störungen in der vulkanischen Folge am Aufstiege zum abessinischen Hochlande bei Farré (1600 m). (Nach AUBRY.)
 1 = Trachyttuff, 2 = Basalt, 2 m m., 3 = porphyrischer Trachyt, 3 m m., 4 = vulk. Agglomerat, verwittert, 5 = Trachyttuffe, 10 m m., 6 = Labradorit, 7 = Trachyt, 8 = Verwitterungsdecke.

Von der Korallenküste Massauas bringt ein scharfer, doch gestaffelter Anstieg auf die Hochfläche Nordabessiniens. Die Tigre-Kante erreicht vielfach Höhen von über 3000 m. In Schoa liegt Ankober auf 2660 m, immer noch 1800 m über dem Tale des Hawasch. Die Südwandlung Afars sieht im langen Zuge des Tschertscher-Gebirges noch Erhebungen von 2000 bis 3000 m.

Der abessinische Bruchrand entlang dem 40.° ö. L. ist nach den wenigen Nachrichten und dürftigen Karten vielgestaltig ausgebildet. BLANFORD zeigte bei Halai die Art der Absenkung des Adigratsandsteins innerhalb seiner breiten Zertrümmerungszone. Westlich des Assale-Sees hebt er sich in geradlinigen, steilen Staffeln empor. VANNUTELLI und CITERNI geben den Bruchrand auf ihrer Karte Abessiniens zwischen

dem 14. und 9' $\frac{1}{2}$.° n. Br. als in zwei Hauptstufen gegliedert, die von den breiten Terrassen der Landschaften Taltal und Kollo geschieden werden. Doch sind das nur die allergrößten Züge seiner Gliederung. Am Aufstiege von Hawasch nach Addis Abeba erkannte ARSANDAUX eine Staffeltreppe aus breiten und schmalen Stufen, deren tektonische Anlage sicher ist. Zwischen dem Orte Baltschi, auf der Baltschistaffel gelegen, und Gadaburka beobachtete er, wie die Pantelleritdecke um 200 m abgesenkt ist. Starke Störungen läßt auch die Darstellung AUBRYs erschließen. Ähnlich wird die Tektonik des abessinischen Absturzes über seine ganze Länge sein.

Der Abhang des Somali-Abbruches nach Afar entblößt stark gestörte, N fallende, von jungen Basalten bedeckte Jurakalke in mehrfacher Wiederholung. Zwischen Kara-Kurkura auf der Höhe Somaliens

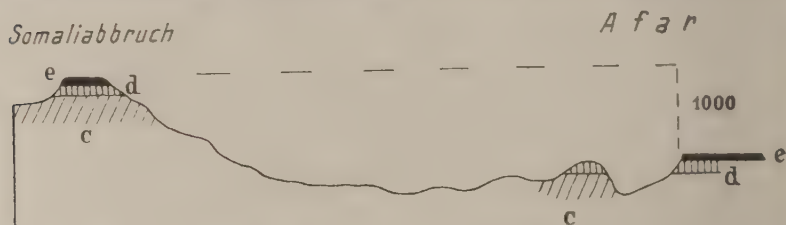


Fig. 52. Nord—Süd-Profil vom Somaliabbruche (bei Kara-Kurkura) nach Afar (bei Mullu). (Nach ARSANDAUX.)

c = porphyrischer Basalt, d = Pantellerit, e = doleritischer Basalt.

und Mullu in Afar wird die oberste der vulkanischen Decken mit ihren doleritischen Basalten, unter denen Pantellerite und porphyrische Basalte ruhen, um 1000 m abgesenkt.

Mit Staffeln ist ja auch der Rand des Aden-Grabens bei Berbera, der Abfall Sokotras ausgestattet.

Afar selbst ist im Stoßwinkel zweier gewaltiger Gräben gelegen. So ist es von Brüchen in deren Streichen in verschieden hohe Teilstücke zerrissen. Eine Besonderheit unter diesen ist die Fossa Dankalia, ein schmaler NW-Graben in der Sohle des erythradischen.

Die Fossa Dankalia beginnt mit der Sula-Bucht südlich Massauas, die meerwärts von der Buri-Scholle flankiert wird. Nach Norden setzt sich ihre Rinne in den Massaua-Kanal bis zur Insel Difnein fort. Südwärts aber folgt der Sula-Bucht die lange Furche, die durch die Vulkane Jalua, Alid, Maraho, Erta-ale und den Salzsee Alel-Bad gegeben ist, über diesen letzteren hinaus aber noch andauert. Hier erreicht sie auch ihre größte Tiefe mit — 120 m, während ihr Ostrand rasch auf 1000 m Höhe ansteigt. Die Dankalia-Depression bedeckt nach DAINELLI und MARINELLI 50000 qkm, wovon vielleicht die Hälfte über 100 m unter

den Meeresspiegel hinabgeht. Diese „Salz-Ebene“ (= As-sale) ist überzogen von jungen Gesteinen, so von mehr oder weniger geneigten marinen Sanden — Flußschottern, horizontal gelagert und mit Laven und Tuffen wechsellagernd — Gipsen und lakustren salzigen, Chlornatrium-reichen Absätzen —, Tuffen und zuletzt Alluvionen und windvertragenen Sanden. Mehrere Terrassen umkränzen sie. Zwei salzige Restseen stehen in ihr: Badda im Norden, Alel-Bad im Süden. SCHIMPER und ZICHY berichteten auch von vergänglichen Schlammvulkanen in ihr.

Die Dankalia-Depression war zeitweilig von einem Arme des Roten Meeres eingenommen. Durch eine regionale Hebung Afars — die in Übereinstimmung steht mit andern Beobachtungen von der erythreischen Küste — oder durch vulkanische Aufschüttung, wohl durch beide Vorgänge wurde ihre Wasserfüllung vom Roten Meere im Quartär abgeschnitten und dann allmählich ausgetrocknet.

Eine neue, kaum 100 m erreichende Depression im Herzen Afars ist der Golima-See in Movaia, die gegen Süden von dem SW—NO im Aden-System streichenden Horstbände Modaito überhöht wird.

Der kristalline Sockel des Danakil-Gebirges ist überströmt von jungen Laven. Durchschnittlich 600 m hoch, steigt es bis über 2000 m an. Beginnend mit der Buri-Halbinsel und endigend vor dem Tadjura-Golfe ist es eines der tektonisch bemerkenswertesten Teile des ostafrikanischen Grabensystems. Treffen sich doch in ihm die Brüche des erythreischen, abessinischen und adischen Bruchsystems in einem Netzwerk von sich durchsetzenden Verwerfungen, die seinen eckigen Umriß bedingen. Genaue Erforschung des Danakil-Horstes müßte Licht werfen auf das gegenseitige Alter der verschiedenen Bruchsysteme, und die Öffnung der Bab el-Mandeb. Für die Erkenntnis der Natur der Grabeneinbrüche ist er ebenso von Wichtigkeit: er zeigt, daß die Grabenspalten nicht klaffende Risse sind, sondern von Krustenmaterial aufgefüllt werden.

Den zwischen 13° 30 und 14° 30 N umschlossenen Abschnitt des Danakil-Horstes, die dankalischen Alpen, erforschte VINASSA DE REGNY. In ihnen sind afrizidisches Grundgebirge von Adigrat und fossilführendem Jura überkleidet. Die dankalischen Alpen sind von Brüchen in Schollen zerlegt. Kurze Aufschiebungen solcher übereinander stellen sich ein. Die Sedimente sind hin und wieder in beliebiger Achsenrichtung gewellt und verbogen. Doch stehen zwischen solchen Komplexen große horizontal gebliebene Sandstein- und Kalkmassen. In den Wellungen der Sedimente ist nirgends eine einheitliche Richtung festzustellen, aus der faltender tangentialer Druck gewirkt hätte: es sind vielmehr Stauchungen, denen die gegeneinander bewegten Schollenstreifen unterworfen wurden. VINASSA DE REGNY betont, daß es sich in den dankalischen Alpen nicht um ein Faltengebirge, sondern um ein von radialen Dislokationen beherrschtes Gebiet handelt: einen Horst im erythreischen Graben.

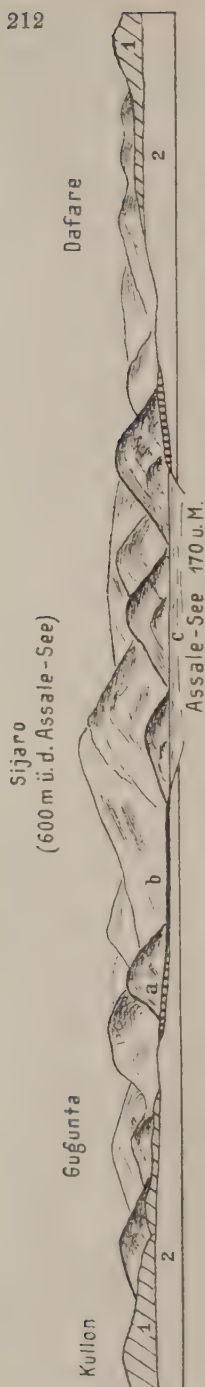


Fig. 53. Der Assale-See bei Djibuti (von Westen nach Osten. (Nach AUBRY.)
 1 = vulkanische Gesteine, 2 = Aschen, Tuffe, a = Gipse, b = Salze, c = Wasseroberfläche des Sees.

Es liegen in ihnen die gleichen tektonischen Verhältnisse vor wie im Norden der Erythreis. Hier wie am Suez-Golfe sind die „erythreischen Falten“ Stauchungs- und Schleppungserscheinungen an den verstellten Schollen der absinkenden Grabensohle. Die hoch aufragenden, wohl erschlossenen dankalischen Alpen machen dies zur Gewißheit.

Dazu kommt, daß in ihnen auch lakolithartige Intrusionen von Basalten beobachtet wurden. Sie wölben die Jurakalke auf, Faltung vortäuschend. So zeigt der Lakkolith von Adailo eine Aufwölbung seiner Deckschichten um 30 m. Übrigens ist das Aufdringen der Basalte in die Sedimente fast überall von intensiven Störungen begleitet.

Neben Basalten wurden in den dankalischen Alpen auch Liparite von mikrofelsitischer oder sehr feiner mikrogranitischer Struktur angetroffen. Von Wichtigkeit wäre es, wenn es sich bewahrheiten sollte, daß eine granitisch-dioritische Masse jünger als der Jura, vielleicht tertiär, ist. Doch ist die Lagerung nicht ganz geklärt.

Der Tadjura-Golf ist im Adensysteme gerichtet. Die nördlichen Randbrüche des Aden-Grabens erzeugen sein Nordufer. Er stellt dessen innersten, wassergefüllten Eingriff in das Festland dar. In seiner Verlängerung birgt er den salzigen, 170 m unter dem Meere stehenden Assale-See. Durch das Hawasch-Haroli-Becken ziehen die tektonischen Linien des Aden-Grabens in die enge Pforte des abessinischen, dessen Richtung sie noch bis zum Suai-See bestimmen.

Zusammenfassend läßt Afar folgende geologischen Glieder erkennen: Kristallines Grundgebirge — von weit zerstreuten Orten des Landes festgestellt —; darüber Sandsteine, dem Adigrat zugehörig, Jura, vulkanische Decken, überragt von jugendlichen Vulkanen. Afar offenbart sich so in jedem Zuge seines Baues als Bestandteil im Über-

gangsgebiet zwischen abessomalischer und syrabischer Region, aus denen es tektonisch herausgeschnitten wurde. In seinem Westen und Süden steigen Hochabessinien und Somalien an: Grundgebirge, Adigrat, Jura und vulkanische Decken. In seinem Osten aber Jemen, dessen Aufbau LAMARE¹⁾ schilderte: Grundgebirge, Riebeckit- und Ägiringranite in seinen kristallinen Schiefen umschließend; die Sedimentdecken (wohl auch mit Kreide), dann mächtige basaltische Ströme, auch Alkalirhyolithe, und schließlich bei Sana darüber noch rezente basaltische Vulkane mit wohl erhaltenen Kratern.

Der abessinische Graben. Flankiert von den Vulkanen Fantale und Dofane, beginnt der enge winkelige Spalt dieses Grabens. Allzuwenig ist über ihn geologisch bekannt. Im Norden begleiten ihn zunächst die steilen Wände der Ankober- und Kambata-Berge, im Süden die Guggu- und Sohutu-Berge bis zum Suai-See. STEFANINI und andere Reisende schildern den Somalirand über dem Hawaschtales als jäh Steilabfall. Das gleiche gilt für den Abfall von Schoa; hier sind eine höhere Staffel die Gurage-Berge. Der schoanische Rand wird jedoch in der Breite des Kassamtales unterbrochen von einem tiefen schmalen Quergraben, der den Abbruch der Somalipalte bis in ihn fortsetzt. Vor ihm erheben sich die Vulkane Sukwala und Bosat. Die gleiche Erscheinung der gegenseitigen Durchdringung der verschiedenen Grabensysteme berichtet GWYNN vom somalischen Rande: eine breite Bresche in Grabenform zerteilt die Guggu-Berge dort, wo die Verlängerung des Abbruchs Hochabessiniens auf sie trifft.

Am Suai-See, an dessen Ausfluß Suksuk 30 m über ihm Schichten mit Mollusken in gleichen Arten wie in den benachbarten Süßwasserseen gefunden wurden, beginnt die Kette der Seen im Graben. Sie umfaßt den Langana-, Afdjada- und Schahada-See — eine abflußlose Gruppe —, den Abase-See (1900 m), den Abai- oder Margherita- (1285 m) und den Tschamo-See (1050 m). Der Stefanie-See (520 m) schließt sie ab. Die Höhenlage der Seen ist also sehr verschieden. Große Unebenheit zeichnet die Sohle des Grabens aus. Diese ist tektonisch, nicht nur durch verschieden mächtige vulkanische Aufschüttung zu erklären. Die Sohle sieht ihre stärkste Einengung wohl am Tschamo-See. In ihr schaut Grundgebirge und sedimentäre Decke unter der dicken vulkanischen Einhüllung hervor.

Über den Grabenseen steigen am Somalihange die Gudda-, Gergeda- und Delo-Berge an, letztere bereits NS gerichtet. VANNUTELLI und CITERNI berichten von dem steilen Abstieg von jenen zum Abai-See. Die Ufer des Tschamo werden von steilen Felsen gebildet. Nicht

¹⁾ LAMARE, Observations géol. sur l'Yémen. C. R. Ac. Sc. Paris, 1923, S. 956. (Nachtrag während des Druckes.)

weniger schroff hebt sich der Grabenrand gegen Kaffa. Es scheint, daß in diesem Südeile des Grabens meridionale Brüche vorherrschen vor kurzen ostwestlichen, die als Schaltstücke zwischen ihnen vermitteln —



Fig. 54. Tektonische Skizze des Abessinischen Grabens und Afars.

während im Nordabschnitte des abessinischen Grabens das entgegengesetzte tektonische Verhalten vorwiegt: OW-Brüche werden durch kurze meridionale verknüpft. Dadurch entsteht eine — auch bei andern

Gräben nachweisbare — bogenartige, NO-sehende Linienführung des abessinischen Grabens. In seiner sehr jugendlichen Tektonik ist er einer der verwickeltest gebauten Abschnitte der ostafrikanischen Störungszone.

Mächtige Vulkane beleben die Seen und ihre Randberge. So der Sukwala aus Sanidintrachyt mit dem heiligen Kratersee, eine regelmäßige Pyramide mit quergestutztem Scheitel inmitten einer kraterübersäten Ebene, von großen Lavaströmen in den Flanken aufgerissen, — der Delbu und Delo. Die Umgebung des Margherita-Sees ist durchaus vulkanisch und zeigt Basalte, Rhyolithe, Trachyttuffe. Südlich des Tschamo-Sees türmt sich die vulkanische Beverley-Gruppe auf.



Fig. 55. Im granitenen Hagher-Gebirge Sokotras. (Aufnahme KOSSMAT.)

Ein jäher Abstieg führt endlich vom Tschamo-Becken durch das Galana-Tal zum Stefanie-See, und schließlich entlang dem Stefanie-Graben — der nicht, wie früher angenommen, eine blind endigende Abzweigung des Rudolf-Sees ist — hinab zu jenem im Naivasha-Graben Ostafrikas.

Alter der Bewegungen im erythradischen und abessinischen Graben

Das Alter des erythreischen Grabens ist früher besprochen worden.

Der Aden-Graben verwirft zu Staffeln marines Eozän an seinen beiden Rändern, ist so jünger als dieses. Eozän ist aus dem Innern Abessiniens zwar nicht bekannt. Doch wird die gleiche untere Alters-

grenze auch für die Anlage des abessinischen Grabens bei der geschlossenen Verkettung aller tektonischen Vorgänge im Prallwinkel zwischen erythreischen und adischen Graben gelten. Die Dislokationen,



Fig. 56. Profil durch den Westen Sokotras. (Nach KOSMAT.)

1 = Gneis, 2 = Amphibolit, 3 = Granit, 4 = Oberkreide, 5 = Eozän, 6 = Quartär.



Fig. 57. Die Insel Abd el-Kuri (Sokotra-Gruppe). (Nach KOSMAT.)

1 = Amphibolit, 2 = Granit, 3 = Kersantitgänge, 4 = Oberkreide.

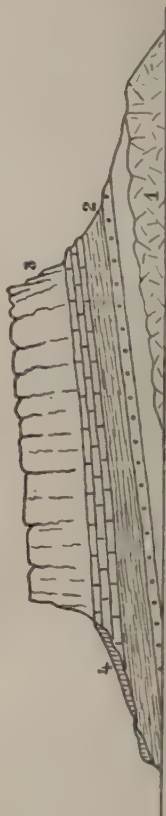


Fig. 58. Die Insel Semha (Sokotra-Gruppe), von Osten gesehen. (Nach KOSMAT.)

1 = kristalline Gesteine, 2 = Oberkreide, 3 = Eozän, 4 = Schutt.

die jene beiden schufen, verteilen sich auf Oligozän und Miozän. Dieser Ansicht sind im wesentlichen auch DAINELLI und MARINELLI. Die Lagerung der Adenserie bekräftigt diese Annahme. Die Brüche aber, die die wassererfüllten innern Rinnensenken des Roten Meeres und des

Golfes von Aden als Schachtelgräben gruben, sind jünger, pliozän und quartär. Mit diesen Bewegungen gleichzeitig ist die Bildung des abessinischen Grabens und die jüngste Zerstückelung Afars. Es scheint sogar, als ob der enge abessinische Grabenspalt, so unfertig in allen seinen Teilen, als werdende Verbindung zwischen dem erythradischen einerseits, dem ostafrikanischen Grabensysteme andererseits gelten müßte.

4. Die Inseln der Sokotra-Gruppe

Östlich von Kap Guardafui, dem sich nur an der Küste des Indik ein 50 km breiter Schelf anlegt, nimmt die Richtung der Südküste des Adener Golfes die Gruppe der Sokotra-Inseln noch einmal auf. Wie jene, mag auch die Sokotra-Schwelle von Brüchen beschnitten sein: auf der Nordseite ihrer Inseln wenigstens werden schon in geringer Entfernung Tiefen von mehr als 2000 m angegeben, während nach Süden die Zunahme der Meerestiefe allmählich mit Hilfe eines breiten Schelfs eintritt.

An die Hauptinsel schließt sich nach Westen zu an: zunächst das Hertha-Riff, das kleine Dersi und Semha, nach einer Rinne von über 200 m endlich Abd el Kuri. Vom Festlande ist die Sokotra-Schwelle durch 1100 m tiefes Meer getrennt.

Auf Sokotra bildet die höchste Erhebung das schroffe, kristalline Hagher-Gebirge. Um dieses legen sich, nach dem Innern an Höhe zunehmend, Kalkplateaus, die durch von jenem ausgehende Täler in allseitig steil abfallende Blöcke zerlegt wurden. Karstphänomene sind auf ihnen nur unvollkommen entwickelt.

Granit von Sokotra (nach PELIKAN)		Dahamit von Sokotra (nach PELIKAN)	
SiO ₂	78,49	SiO ₂	81,8
TiO ₂	—	TiO ₂	—
Al ₂ O ₃	9,99	Al ₂ O ₃	8,2
Fe ₂ O ₃	1,49	Fe ₂ O ₃	0,8
FeO	1,18	FeO	1,0
MnO	Spur	MnO	—
CaO	0,30	CaO	0,7
MgO	0,09	MgO	0,4
K ₂ O	3,84	K ₂ O	1,4
Na ₂ O	3,74	Na ₂ O	6,2
P ₂ O ₅	—	P ₂ O ₅	—
H ₂ O	0,72	H ₂ O	—
	100,29		99,8

Stratigraphie und Tektonik wurden von KOSSMAT geklärt. Das Grundgebirge Sokotras wie der kleinen Inseln zeigt als Ältestes Gneise, Amphibolite und Diorite. Auf Sokotra und el Kuri streichen

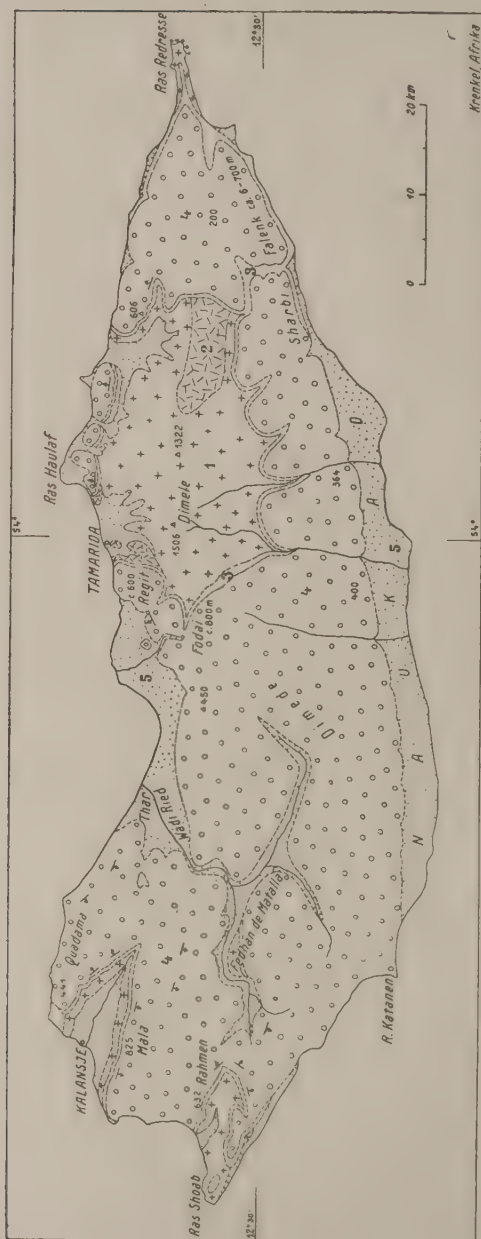


Fig. 59. Geologische Karte der Insel Sokotra. (Umgezeichnet nach F. KOSMAT.)

1 = kristalline Gesteine, 2 = größere Porphyrvorkommen (und Porphyrtuffe der Tamarida-Ebene),
3 = Obere Kreide, 4 = Eozän, 5 = Quartär.

Hornblendeschiefer WNW. Verbreitet sind große Granitstöcke, jünger als jene. In ihnen wurde von SAUER zuerst der Riebeckit nachgewiesen. Zu ihren Nachschüben zählen Quarzporphyre und ihre Tuffe, Diabas-, Kersantit- und Spessartitgänge. Alle diese Gesteine sind älter als die Kreideformation.

Die Sedimentdecke beginnt mit Oberkreide und endet mit Eozän, quartäre Bildungen abgerechnet. Die Oberkreide setzt mit groben Quarzsandsteinen ein, die in einförmige Caprotinen- und Radiolitenkalke übergehen. Letztere vertreten Cenoman und Turon, vielleicht auch Senon. Auf Semha folgen über Granit: 1. basale grobe Sandsteine, 2. Mergel und feine Sandsteine mit Ostreen und Modiolen (mit *Placenticeras Simonyi*), 3. Rudisten- und Foraminiferenkalk (1—3 Cenoman), 4. Orbitolinenschichten, vielleicht teils schon Turon, 5. weiße kreidige Kalke mit *Exogyra decussata*; Senon — darüber Eozän.

Letzteres folgt — wohl ohne Schichtlücke — konkordant und ist entwickelt als harte helle Nummuliten- und Alveolinenkalke. Es bildet die Plateaus von Sokotra und Semha.

Tektonisch sind auf Sokotra bemerkenswert drei flache WNW streichende Aufwölbungen, so die des Hagher-Gebirges, deren archaischer Kern freigelegt ist. Ihr Einfluß beherrscht die bis zu 30° gehende Neigung der Kalkplatten. Es äußern sich in ihnen die gleichen flachen tektonischen Verbiegungen, wie sie sich auch in Südarabien und im Somalilande feststellen ließen. Brüche senken einzelne Schollen der Inseln nach dem Aden-Golfe zu ab.

Die Sokotra-Gruppe bildete zusammen mit dem Osten Südarabiens und wohl auch dem Osthorne Somaliens während Jura und Unterkreide eine ausgedehnte, von den Meeren dieser Zeiten umgürtete Festlandsmasse. Diese Sokotra-Masse wurde erst in der Oberkreide überflutet.

V. Erforschungsgang

Die Geschichte der geologischen Erforschung Abessomaliens ist bald geschildert. Es ist merkwürdig, wie wenig in diesem, an ungelösten großen Problemen überreichen, unschwierig zu bereisenden Gebieten gearbeitet worden ist.

Noch immer beruht die Grundlage unserer Kenntnisse Abessinians auf den über 50 Jahre zurückliegenden Beobachtungen BLANFORDS, der während des Krieges Englands gegen Abessinien die Formationsgliederung erkannte, — und auf denjenigen AUBRYs, der die Juraprofile vom Blauen Nil beschrieb.

Eritrea dagegen ist sehr viel besser durch italienische Forscher bekannt geworden. Hier seien die vorzugsweise petrographischen Arbeiten von ALOISI, BALDACCI, MANASSE, ROCCATI und SABATINI genannt.

DAINELLI und MARINELLI schilderten die jungen Vulkane Äthiopiens und schufen eine umfassende Monographie Eritreas und der angrenzenden Regionen. VINASSA DE REGNY erkannte in den Danakil-Alpen die stratigraphische und tektonische Verbindung Afars mit Abessinien und Jemen.

Somalien und der Abessinische Graben ist noch stiefmütterlicher behandelt worden als Abessinien. Die Mehrheit des Bekannten beruht auf Schilderungen und gelegentlichen Sammlungen geographischer Reisender. Die Reisen von SACCHI, NEUMANN, KOETTLITZ, PARKINSON mögen als ergebnisreich besonders für die Stratigraphie des Mesozoikums hervor gehoben werden. Im südlichen Somalien arbeitete STEFANINI.

Die Sokotra-Gruppe endlich fand ihre beste Darstellung durch KOSSMAT.

An paläontologischen Arbeiten seien die von FUTTERER, GREGORY und DACQUÉ genannt.

Literatur

- ALOISI, P., Rocce della penisola di Buri. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Pisa; Mem. 20. S. 76, 1904.
- ANGELIS D'OSSAT, G. DE und MILLOSEVICH, F., Secondo Spedizione Bottego. Studio geol. sul Materiale Raccolto de M. SACCHI. Rom 1900.
- ARSANDAUX, H., Contribution à l'étude des Roches alcalines de l'Est Africain. C. R. scient. de la Miss. DUCHESNE-FOURNET. Paris 1906.
- AUBRY, Observ. géol. sur le royaume de Choa et les pays Gallas. C. R. Ac. Sci. 101, 1885.
- , Observ. géol. sur les Pays Danakils, Somalis, le Royaume du Choa et les Pays Galla. Bull. Soc. Géol. France 14, 1886, S. 201.
- BALDACCI, L., Osservazione fatte nella Colonia Eritrea. Mem. descritt. Carta geol. d'Italia 1891.
- BLANFORD, W. T., Observations on the Geology and Zoology of Abyssinia. London 1870.
- BONNEY, T. G., Rock Specimens from the Island of Sokotra. Phil. Trans. Roy. Soc. 174, 1883, S. 273.
- DACQUÉ, E., Beiträge zur Geol. des Somalilandes. I. Untere Kreide. Beitr. z. Pal. u. Geol. Öst.-Ung. u. des Orients 17, 1904, S. 7. II. Oberer Jura. Ebenda 1905, S. 119.
- DAINELLI, G. und MARINELLI, O., Geologia della regione Etiopica. In: Arcang. Ghisleri, Atlante d'Africa, Bergamo 1909.
- , — und —, Risultati scientifici di un viaggio nella Colonia Eritrea. Publ. del R. Ist. Studi Sup. Florenz 1912.
- DU BOURG DE BOZAS, D'Addis Abbaba au Nil par le lac Roudolphe. La Géographie 1903, 7, S. 90.
- CASTRO, L. DE, Un escursione al monte Zuquala, al lago Zuai e nei Soddo. Boll. Soc. Geogr. Ital. 45, 1908, S. 30.
- FAUROT, L., Sur les sédiments quarternaires de l'île de Kamerane (Mer Rouge) et du golf du Tadjoura. Bull. Soc. Géol. France, 16, 1888, S. 528.
- FUTTERER, K., Der Jura von Schoa (Südabessinien). Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 49, 1897, S. 568.
- GALLINIER und FERRET, Rapports sur les travaux exécutés en Abyssinie. C. R. Ac. Sc. 11, 1844, S. 870.

- GENNES et BONNARD, Les roches volcaniques du Protectorat des Somalis. C. R. Acad. Sci. 1900, Bd. 131, S. 196.
- GREGORY, J. W., A Note on the Geology of Somaliland, based on collections made by Mrs. E. LORT PHILLIPS, Miss E. COLE, and Mr. G. P. V. AYLMER. Geol. Mag. 3, S. 289, 1896.
- , —, Note on the Geology of Socotra and Abd-el-Kuri. Ebenda 1899, S. 529.
- , —, Geology and Fossil Corals and Echinoids of Somaliland. Q. J. G. Soc. 56, 1900, S. 26.
- KOETTLITZ, R., Notes on geol. and anthrop. Anhang zu H. W. BLUNDELL, A Journey through Abyss. to the Nile. Geogr. Journ. 1900, 15, S. 267.
- KOSSMAT, F., Geol. der Inseln Sokotra, Semha und Abd el-Kuri. Denkschr. K. Akad. Wiss. Wien, 71, 1907, S. 1.
- LACROIX, A., Sur les rhyolites à aegyrine et riebeckite du pays du Somalis. C. R. Acad. Sci. Paris 1899, Bd. 128, S. 1353.
- MANASSE, E., Rocce della Colonia Eritrea raccolte a sud di Arafali. Atti Soc. Tosc. Sci. Nat. Pisa, Mem. 20, S. 135, 1904.
- MANASSE, E., Rocce Eritree e di Aden. Process. verb. Soc. Tosc. Scienz. Nat. 24, 1908.
- MAYER-EYMAR, C., Über Neocomian-Versteinerungen aus dem Somalilande. Vierteljahrsschrift d. naturforsch. Ges. Zürich 38, S. 249, 1893.
- NEUMANN, O., Über jurasische und die ersten cretaceischen Versteinerungen aus den Galla-Ländern. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 53. Sitz.-Ber., 1900, S. 100—102.
- NEWTON, R. B., The Tertiary Fossils of Somaliland, as represented in the British Mus. (N. Hist). Q. J. Geol. Soc. London 61, 1905, S. 155.
- PARKINSON, F. B. und BRANDER-DUNBAR, AYLMER, G. P., Two Recent Journeys in Northern Somaliland. Geogr. Journ. 11, 1898, S. 15—34.
- PAULITSCHKE, Geol. Routenkarte für die Strecke von Zejla bis Bia Woraba. Mitteil. Geogr. Ges. Wien, 1887, 30, S. 212.
- PELIKAN, A., Petrographische Untersuchungen von Gesteinen der Inseln Socotra, Abd el Kuri und Semha. Denkschr. K. Akad. d. Wiss. Wien, 71, 1907, S. 63.
- PRIOR, G. T., Riebeckite in Trachyte rocks from Abyssinia. Mineral. Mag. 12, 1898, S. 92.
- , —, Aegirine and Riebeckite Anorthoclase rocks related to the „Grorudite-Tinguaite“ Series from the neighbourhood of Adowa and Axum, Abyss. Mineral. Mag. 12, 1900, S. 255.
- RAISIN, C. A., On some rock specimens from Somaliland. Geol. Mag. (3) V, 1888, S. 414.
- RECK, H. und DIETRICH, W. O., Ein Streiflicht auf die geol. Verhältnisse der Kreide-Jura-Grenze in Abessinien. Centralbl. f. Min., 1923, S. 183—189.
- ROCCATI, A., Studio petrograf. della linea ferroviaria Massaua-Ghinda (Col. Eritrea). Boll. soc. geol. Ital. 25, 1906, S. 863.
- ROCHEBRUNE, A. T. DE, Observ. géol. et pal. sur la région habitée par les Somalis et plus spec. sur les Montagnes des Oursanguélis. In: REVOIL, Faune et flore des Pays Somalis. Paris, Teil 7, 1882.
- ROCHET D'HERICOURT, Observations géol. recueillies en Égypte, sur la mer Rouge, le golfe d'Aden, le pays d'Adel et le royaume de Choa. Bull. Soc. Géol. de Fr., II. Serie, Bd. 3, 1846, S. 541.
- SABATINI, V., Sopra alcune rocce della Col. Eritrea. Boll. Com. geol. Roma 26, S. 459, 1895; 28, S. 53, 1897; 30, S. 160, 1899.
- SADEBECK, A., Geologie von Ostafrika. I. Geol. des weißen und blauen Nil-Gebietes und des abessinischen Hochlandes. Aus: v. D. DECKENs Reisen in Ostafrika, III Bd.
- SAUER, A., Über Riebeckit, ein neues Glied der Hornblendegruppe. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 1888, S. 188.
- SCHIMPER, Geognost. Skizze der Umgegend von Axum und Adoa in Tigre. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1869, S. 347.

- SMITH A. DONALDSON, Through Unknown African Countries. 1897. Mit geol. u. pal. Bemerk. von J. W. GREGORY und G. C. CRICK.
- STEFANINI, G. und PAOLI, G., Missione STEFANINI-PAOLI, Ricerche Idrogeologiche, Botaniche ed Entom. fatte nella Somalia Italiana Meridionale (1913). Relaz. e Monograf. Agrario-Col. Nr. 7, Florenz 1916.
- THOMSON, A. BEEBY and BALL, J., Report on the Daga Shabell Oilfield (British Somaliland). Cairo 1918. 17 Seiten.
- VANNUTELLI, L. und CITERNI, C., Seconda Spedizione Bottego, L'Omo. Milano 1899.
- VINASSA DE REGNY, P., Dancalia. Roma, Alfieri & Co., 1923.
- WEBER, M., Die petrographische Ausbeute der Expedition O. NEUMANN - v. ERLANGER nach Ostafrika und Abessinien, 1900—1901. Mitt. Geogr. Ges. München, I, 1906, S. 637.
- WICKENBURG, ED., Graf, Von Dschibuti bis Lamu. Peterm. Geogr. Mitt. 49, 1903, S. 193.

9. Kapitel. Ostafrika

Marksteine in der Umgrenzung des tropischen Ostafrika sind die Senke des Rudolf-Sees im Norden, die Furche des Sambesi im Süden, der Saum seines Hochlandes gegen das tiefe Kongo-Becken im Westen. Zwischen ihnen mögen die Grenzen so verlaufen: gegen Abessinien von der Mündung des Djuba in den Indik zum Rudolf-See, gegen den Sudan von jenem zum Albert-See, gegen das Kongo-Becken westlich des Tanganjika-Sees, gegen Nord-Rhodesien endlich zwischen Moero- und Njassa-See zum Tale des Sambesi auf die Kebrabassa-Schnellen zu. Von diesen aus soll jedoch das Vorland vor den hohen Randbergen Südafrikas, so den Injanga- und Lebombo-Bergen, bis in die Breite der Delagoa-Bucht noch zu Ostafrika zählen. Politisch gehören ihm so zu: Britisch-Ostafrika („Kenia-Kolonie“) und Uganda, Deutsch-Ostafrika, Britisch-Njassaland und das portugiesische Mozambique.

I. Erforschungsgeschichte

Drei Forscher sind es, deren Tätigkeit Bahn brach der geologischen Erschließung Ostafrikas: L. VON HOEHNEL, J. W. GREGORY und W. BORNHARDT.

HOEHNEL und GREGORY lehrten den Bau Britisch-Ostafrikas kennen, vor allem den des Naivasha-Grabens. Auf des ersten Reise (1887—88) baute E. SUESS seine wohlbekannte Studie über die Brüche des östlichen Afrika. GREGORY erforschte den Vulkanismus jenes Grabens und die Altersfolge der vulkanischen wie tektonischen Ereignisse an ihm; er baute die Theorie der Grabenbildung aus. BORNHARDT aber gab die in ihrer klaren Einfachheit grundlegende Darstellung der Geologie des Ostens und Südens Deutsch-Ostafrikas. Er schenkte dem Grundgebirge

und seinen jungen Decken gleiche Aufmerksamkeit, unterrichtete über die weite Verbreitung mesozoischer mariner Ablagerungen landein der Küste des Indik, erkannte die Grabennatur des Njassa-Sees und sprach über die Entstehung der Inselberglandschaften.

Von den frühen Pionieren der Forschung, deren älteste geographische Reisende waren, mögen diese herausgegriffen werden:

Die Missionare REBMANN und KRAPF sahen 1848/49 die Riesenvulkane Ostafrikas. Von diesen ist der Kilimandjaro späterhin ein beliebtes Ziel der Forschung geworden, sowohl nach vulkanischem Aufbau und Vergletscherung — es besuchten ihn JOHNSTON, LENT, H. MEYER, JÄGER, KLUTE — wie nach seinen Gesteinen. — BURTON und SPEKE entdeckten 1858 den Tanganjika. BURTON ahnte aus dessen Form die Besonderheit seines Werdens, wenn er von ihm im Gegensatze zu dem flachen Becken des Viktoria-Sees sagte: „The general formation suggests, as in the case of the Dead Sea, the idea of a volcano of depression“. — C. V. D. DECKEN wurde auf seinen ausgedehnten Reisen (1860—62), den ersten rein wissenschaftlichen in Ostafrika, von den Geologen R. THORNTON und O. KERSTEN begleitet. Aus deren und anderen Reiseberichten verfaßte SADEBECK die älteste Geologie Ostafrikas, die den Flächenraum zwischen Sambesi im Süden und dem Breitenkreis von Khartum-Massaua im Norden behandelt. — Wertvolle Beobachtungen brachte J. THOMSON, der auf seiner ersten Reise (1878—80) Rukwa-, Njassa- und Tanganjika-See besuchte und die Grabenform des letztgenannten erkannte, auf seiner zweiten aber (1883) in den vulkanischen Landschaften am Naivasha-Graben weilte, in dem er bis zum Baringo-See vordrang. — Fast das gleiche Gebiet war auch das sehr erfolgreiche Arbeitsfeld G. A. FISCHERS.

Damit waren weite Strecken Ostafrikas in den groben Zügen ihres Aufbaus unter großen Schwierigkeiten erkannt, andre allerdings völlig unbesucht geblieben.

Von wichtigen Forschungen bis gegen 1900 seien erwähnt: die von SCOTT ELLIOT und GREGORY in den archaisch-algonkischen Formationen Ugandas, in den Gletscherregionen des Ruwensori und Kenia — die des vorzüglichen Naturwissenschaftlers STUHLMANN, die sich auf seiner Reise mit EMIN PASCHA (1890) bis nördlich des Ruwensori erstreckten und ihn befähigten, eine gute geologische Übersichtskarte Deutsch-Ostafrikas zu entwerfen; in ihr sind auch bereits eine Reihe seiner bedeutsamsten Störungslinien eingetragen. Ferner diejenigen des vortrefflichen Geographen BAUMANN in den Jahren 1892/93, WERTHERS, SCHOELLERS besonders in den Grabenlandschaften und kristallinen Gebieten im Norden Deutsch-Ostafrikas, des Grafen GOETZEN und KERSTINGS (1893), die den Kiwu-See auffanden und über die tätigen Vulkane tief im Innern des Kontinents berichteten, schließlich die Pendel-

beobachtungen KOHLSCHÜTTERS, die wertvolle Einblicke in die Eigenart der Gräben und den Bau der Erdrinde Ostafrikas vermittelten. DANTZ aber rundet das wenige Jahre früher von BORNHARDT gewonnene Baubild Deutsch-Ostafrikas glücklich ab. Seine Übersichtskarte zeigt das bisher Erkannte.

Um 1900 endete die Zeit der großen Expeditionen mit ihrer extensiven Arbeit. Die Erkundung kleinerer Gebiete begann, an der eine große Anzahl meist privater Forscher beteiligt ist.

Der Küstensaum Deutsch-Ostafrikas und die ihm vorgelagerten Inseln fanden ihre Darsteller in ORTMANN, BAUMANN, WERTH. Hier galt es dem Aufbau der Korallenriffe und der gleichalten terrestren Bildungen. Im sedimentären Küstenlande arbeiteten TORNAU, KOERT und FRAAS. Große Erfolge erzielte die durch FRAAS angeregte Tendaguru-Expedition (1909—12) mit ihren Teilnehmern JANENSCH, HENNIG, v. STAFF und RECK in der Klärung der Schichtfolge des Mesozoikums und Tertiärs und in ihren reichen paläontologischen Aufsammlungen. Aus dem Norden des Landes wären zu nennen die vulkanischen und morphologischen Studien von UHLIG und JÄGER, vor allem des letzteren Monographie über das Hochland der Riesenkrater, aus dem zentralen Innern die Reisen von KUNTZ, TORNAU, O. E. MEYER, OBST und KRENKEL. Das lang verschlossene Zwischenseengebiet berührte HERRMAN, H. MEYER und die Expedition des Herzogs ADOLF FRIEDRICH. Die Virunga-Vulkane enthüllten sich. Die Landschaften vom Tanganjika zum Njassa-See wurden in Schichten und Tektonik erkundet von TORNAU, SCHOLZ, BEHREND, KRENKEL.

Den geologischen Bau Deutsch-Ostafrikas schilderte zunächst v. STROMER, dann KRENKEL unter Einbeziehung Britisch-Ostafrikas, später KOERT. An stratigraphisch-paläontologischen Arbeiten über das marine Mesozoikum sind nennenswert die von FUTTERER, DACQUÉ und KRENKEL, und der Bearbeiter der Sammlungen der Tendaguru-Expedition. BEHREND gab eine vergleichende Stratigraphie Ostafrikas. Die kristallinen und jungvulkanischen Gesteine fanden zahlreiche Bearbeiter, so besonders in FINCKH und SCHLOSSMACHER.

Den Störungszonen Deutsch-Ostafrikas widmete KRENKEL eine Monographie.

Die geologische Erforschung Britisch-Ostafrikas und Ugandas kristallisiert sich um wenige Namen. MUFF (MAUFE) gab ein klares Querprofil durch Britisch-Ostafrika von der Küste zum Viktoria-See. GREGORY setzte seine Anfangsstudien über das „Rift Valley“ in einem umfänglichen Werke über die Gräben zwischen Sambesi und Kleinasien fort. Petrographische Studien über die jungvulkanischen Gesteine verdanken wir PRIOR, der die weite Verbreitung von Alkaligesteinen in und um Afrika erkannte, und GOLDSCHLAG, über das Grundgebirge

PARKINSON. Der Herzog der Abruzzen und ROCCATI erforschten Bau und Gletscher des Ruwensori.

Das Njassaland fand seine Monographen in ANDREW und BAILEY.

Zurücksteht in der Erforschung Portugiesisch-Mozambique. CHOFFAT und KILIAN berichteten über die marine Kreide. Erst HOLMES und WRAY eröffneten für das einförmige kristalline Gebiet nördlich des Sambesi, TEALE und WILSON für das reicher ausgestaltete in seinem Süden neue Einblicke.

II. Geographischer Überblick

Ein kräftiger orographischer Gegensatz scheidet Ostafrika in ein niedriges, in seiner Breite unbeständiges Vorland entlang dem Saume des Indischen Ozeans und das Hochland im Westen über jenem. Doch ist die Grenze zwischen beiden, wie im physiographischen Teile bereits ausgeführt wurde, nicht immer in gleicher Schärfe ausgeprägt: Markant entwickelt ist sie im mittleren Deutsch-Ostafrika, im südlichen Mozambique — fast zum Verschwinden gebracht dagegen im südlichen Deutsch-Ostafrika und dem ihm anliegenden Mozambique. Der Unterschied in der Höhenlage von Vor- und Hochland und in der Form der Verknüpfung beider ist bedingt durch die wechselnde Art des Eingriffs der sie beherrschenden jungen Bruchtektonik.

Die Küste ist wenig gegliedert und ermangelt tiefer Einbuchtungen. Zwei Richtungen bestimmen wechselweise ihren Lauf: ein meridionales, ferner das nordöstliche somalische Bruchsystem beschneiden sie. Ersteres tritt hervor zwischen Kap Delgado und Mozambique und, schon leicht erythreich abgebogen, zwischen Sadani und jenem Kap, weiter zwischen Sofala und Inhambane. Sadani und Kap Delgado umschließen jedoch wieder mehrere kürzere Küstenknickungen. Die somalische Richtung gestaltet die Küste von der Delagoa-Bucht bis Inhambane, von Sofala bis Mozambique, von Sadani gen Somalien.

Das tropisch-feuchte Vorland (oder Küstenland) ist keineswegs eine Ebene: so steigt in ihm das Uluguru-Gebirge bis über 2600 m an, die Jura-Kreide-Tafelberge im Mündungsgebiet des Rovuma erreichen über 800, das Gorongoza-Gebirge 1800 m Höhe.

Das von Gras- und Baumsteppen bekleidete trockene Hochland des zentralen Ostafrika hebt sich gen Westen von rund 500 auf 1000 m über den Ozean. Entweder gewinnt es allmählich an Höhe oder klimmt über steilen Stufen rasch an. Seine tiefsten Lagen halten sich an die Übergangszone vom Vor- zum Hochlande. Ähnlich geringe Werte erreicht es sonst nur in einzelnen abflußlosen Senken, so am Magad- und Rudolf-Becken des Naivasha-Grabens. In einer Höhe von annähernd 1000 m aber stellen sich die in ihrer Eintönigkeit fast grenzenlos er-

scheinenden, im Landschaftsbilde von horizontalen Linien beherrschten, leicht gewellten Hochflächen des zentralen Inneren ein. Ihnen erst entwachsen breite, nur unsicher zu umgrenzende Anschwellungen, wie zwischen Viktoria- und Kiwu-See, oder schärfer umrissene Gebirgsmassive, ausgestattet mit recht verschiedenem Formenkleide. Unter letzteren ist der wenig nördlich des Äquators wundervoll emporstrebende, gletschergeschmückte Ruwensori der bedeutendste Gipfel Afrikas aus kristallinen Gesteinen. Über den Hochflächen lasten fremdartig die Vulkanlandschaften entlang dem Naivasha-Graben, der Riesenkrater, der Virunga, der drei Riesenvulkane Kilimandjaro, Kenia und Elgon. Der breitkuppige, eisbedeckte Kilimandjaro ist der mächtigste Vulkan des Kontinents.

Jeden anderen Zug seiner Morphologie überschattend, sein älteres Entwässerungsnetz aufs tiefste umgestaltend, der Erosion neues Arbeitsfeld zuweisend, durchschneiden die schmalen Senken der steilwandigen Gräben die Rumpffläche des Hochlandes. Der eine dieser Senkenzüge birgt die Seen Albert, Albert-Eduard, Kiwu, Tanganjika und Njassa. Der Kiwu bedeutet die Kulmination dieser Seenkette in 1460 m. Von ihm aus fallen die Spiegel der zwei nördlicheren Seen auf 950 und 620 m, die der beiden großen südlichen auf 780 und 480 m ab. Der andere Senkenzug enthält viele abflußlose Restseen. Unter diesen liegt Naivasha in 1920, Rudolf aber nur mehr in 380 m Meereshöhe. Zwischen beiden Seenketten erfüllt die Tiefe des Unjamwesi-Uganda-Beckens der umfangreichste See der alten Welt, der Viktoria-See (1140 m), 66 500 qkm bedeckend.

Während das zentrale Ostafrika ohne Wesensänderung in das nördliche Mozambique übergeht, ist das südliche jenseits des Sambesi in seinen Charakteren zwiespältig: geographisch neigt es zu Südafrika, geologisch dagegen verknüpfen es viele Züge mit Ostafrika.

Die Mozambique zerteilende breite Sambesi-Furche mit dem Unterlaufe dieses größten Stromes des dem Indik anliegenden Afrika folgt wohl einer tektonischen Tiefenzone. Bis zur Lupata-Enge fließt der Strom in einem sehr breiten, von Inseln und Sandbänken reich belebten, von Terrassen begleiteten Bett. An jener, durch harte Laven veranlaßten Enge wird er auf wenige Hundert Meter zusammengezwängt. Oberhalb aber öffnet sich das aus weichen Schichten der Karru-Formation bestehende Becken von Tete, das der Sambesi wieder in breitem Bette durchzieht.

Sein nördliches und südliches Uferland unterscheiden sich durchaus. Das erstere liegt höher und ist landschaftlich kräftiger gegliedert. An der Einmündung des Shire erhebt sich das Morambala-Gebirge, als Endausläufer der östlichen hohen Flanke des Shire-Grabens. Das südliche Ufer dagegen ist monotones, von jungen Schichten verkleidetes

Gelände. Erst unterhalb des Shire beginnen die großen, sich bis zum Delta erstreckenden Ebenen.

Im südlichen Mozambique endlich folgt auf das tief landein vorspringende Küstenland, das von den Senken der letzten schwachen Ausläufer der ostafrikanischen Grabenzonen durchschnitten wird, die kristalline Vorzone. Sie setzt über jenem mit wohl markiertem Anstiege ein, der 300 m betragen mag. Dann hebt sie sich langsam gen Westen auf 600 und 700 m. Die Vorzone ist ein abgesunkener Teil der Rumpfflächen Südrhodiens. Inselberge entragen ihr. Als gewaltige Stufe steigt über dieser Rumpffläche mit großer Steilheit und Geradheit der Abbruch des südafrikanischen Hochlandes an. Geschlossen zieht er in meridionaler Richtung zwischen Sambesi- und Sabi-Becken. Dieser Hochlandsrand, aus dem einzelne Bruchblöcke wie die Shimanmani-Berge in das portugiesische Gebiet hinausragen, ist ein spezifisch südafrikanisches morphologisches wie tektonisches Element.

III. Grundzüge des geologischen Baues

Ein Überblick über den geologischen Bau Ostafrikas ist mit wenigen großen Strichen entworfen. Das kristalline, gefaltete Grundgebirge der Afriziden — im südlichen Abessinien noch durch mesozoische Decken stark verhüllt, im Sudan dagegen nur durch Eluvium und junges Schwemmland verdeckt — zieht in breiter Entfaltung südwärts bis zum Limpopo. Am Viktoria-See wird es durch den mächtigen Klotz des Zentralgranits in zwei Stämme gespalten. Schon frühzeitig bezeichnete BAUMANN seinen küstennahen Zug als „Ostafrikanisches“, den an den großen Grabenseen als „Zentralafrikanisches Schiefergebirge“. Beide verschmelzen im Norden und im Süden des breiten Aufbruches des Zentralgranits wieder zu einer Einheit. Keine der überaus zahlreichen anderen granitischen Intrusionen im Grundgebirge wirkt in gleich starker Weise auf seinen Bau ein.

Über seinen Rücken verstreut trägt es diskordante Schollen sehr verschieden alter, leicht bis gar nicht gefalteter Gesteine, so die ausgedehnte algonkische Quarzit- und Schiefermasse des Zwischenseengebietes zwischen Viktoria- und Kiwu-See und Ugandas, die Tanganjika-Schichten am östlichen Tanganjika, die Porphydecken an seinem Süden, die Karru am Mittel-Njassa und im Sambesi-Tale, die algonkischen Spungabera-Schichten im südlichen Mozambique. Besondere Eigenart aber nimmt diese lückenhafte Verkleidung dort an, wo seit dem Tertiär an den Flanken des Naivasha-Grabens die vulkanische Landschaft zu Decken und Vulkanen aufgeschüttet wurde.

Am Saume des Indischen Ozeans wurden dem Grundgebirge seit dem Mitteljura marine Schichten aufgebürdet. Das Küstenland steht

durch seine innigen geologischen Beziehungen zum Indik in scharfem Gegensatz zum meeresfeindlichen übrigen Ostafrika. Zwischen Kristallin und marines Mesozoikum schaltet sich in ihm über weite Strecken ein trennender Streifen terrestrer Karru-Schichten ein.

Tektonisch hebt sich vor allem die archaisch-algonkische, in mehrere Phasen zerfallende Faltung des Grundgebirges und die tertiär-quartäre Blockbewegung und Grabenbildung heraus. Die zwischen diese beiden Haupttektophasen eingeschalteten Zwischenspiele von Schollenzerlegungen lassen sich zeitlich nur schwer fassen.

Die tertiär-quartäre Tektonik schuf eine Reihe großartiger, über tausende von Kilometern verfolgbarer Störungszonen. Diese — Zerrisse der Kruste — sind ausgestattet mit vulkanischer und seismischer Tätigkeit und begleitet von Schweredefiziten. Ihr Um- und Zwischenland ist weniger zerbrochen, doch keineswegs ungestört. Einwirkungen aus den großen Störungsbändern lassen sich bis in das Kongobecken und das nördliche Südafrika, ebenso an der Küste Ostafrikas erkennen. Die Bruchzonen spiegeln sich in der Morphologie Ostafrikas mit jugendlicher Kantigkeit ab. Sie schufen das unvermittelte Nebeneinander hoher und tiefer Landschaften: das tiefe Vorland neben dem hohen Inneren, die tiefen Senken in ihren steilwandigen Randgebirgen. Sie zerlegten die Rumpffläche Ostafrikas in Teilrumpfe: je tiefer die Erforschung vordringt, desto mehr zeigen sich die scheinbar so unbeweglichen und unberührten kristallinen Flächen in auf- oder abwärts bewegte, große oder kleine Schollenblöcke zertrennt. An den Rändern der bewegten Schollen — so an den regenreichen Grabenseen — aber entstanden durch Belebung der Erosion kräftig skulptierte Gebirgslandschaften. —

Eindringlich ist der Gegensatz zwischen dem hohen Ostafrika, das sich mit sehr ähnlichen baulichen und landschaftlichen Zügen nach Südafrika fortsetzt, und der niedrigen, mit permischen und mesozoischen Sedimenten angefüllten Sammelmulde des Kongobeckens.

IV. Die Bruchzonen und Gräben

Ostafrika wurde seit dem Tertiär von neuem in Schollen zerlegt. Das Jungtertiär und Altquartär brachten hierbei die bedeutsamsten Bewegungen. Erdbeben bekunden ihren Fortbestand. Diese Bewegungen häufen sich in Bruchzonen, deren Umland sie jedoch nicht völlig mit ihren klaren scharfen Schnitten verschonen. In solchen Zonen wurde Ostafrika einmal zu Bruchstufen zerschnitten. Sie führen in Staffeln, einer Riesentreppe gleich, vom Meere zum hohen Inneren. Oder an Bündeln von Spalten sanken schmale Schollen zu großer Tiefe nieder: die Gräben. Ihre Wasserfüllung hebt, wie kein anderes tektonisches Element Afrikas, diese länder- und völkertrennenden Furchen fast zu vordringlich heraus.

Langsam entwickelte sich die Kenntnis ihres Verlaufes und Wesens. BURTON, der 1858 mit SPEKE den Tanganjika-See erblickte, sprach wohl zuerst von ihm als einer Einsenkung der Erdoberfläche: „The general formation suggests, as in the case of the Dead Sea, the idea of a volcano of depression-not like the Nyanza or Ukerewe, a vast reservoir formed by the drainage of the mountains.“ Zu Beginn der 80er Jahre des vorigen Jahrhunderts waren durch J. THOMSON, wenige Jahre später und in anderer Formulierung durch DOUVILLÉ das östliche Afrika durchziehende, geologische Linien wichtiger Art geahnt worden. EDUARD SUESS aber war es auf Grund der Reisen v. HOEHNELS vorbehalten, ein großes Gemälde der durch Ostafrika und über dieses hinaus zu verfolgenden Bruchsysteme zu entwerfen. Zahlreiche Autoren schrieben späterhin über die Gräben Ostafrikas, meist nach eigenen Untersuchungen. —

Ostafrika wird durchzogen von drei Streifen stärkster tektonischer Beanspruchung der Kruste. Von seinem Inneren nach der Küste des Indischen Ozeans sind es die folgenden:

Die westliche Störungszone trifft in leichter, ostwärts offener Krümmung den Westrand des Hochlandes vor seinem Abklingen in das Kongobecken. Sie beginnt nördlich des Albert-Sees — wohl mindestens bis Gondokoro vorgreifend —, umschließt die wie Perlen einer Kette aneinander gereihten Seen bis zum Njassa, und läßt sich noch südlich des Sambesi erkennen. Der Tanganjika- und Njassa-Graben sind ihre Hauptzüge. Die westliche Störungszone, die vielfach „Zentralafrikanischer Graben“ genannt wird, besteht nur aus Gräben. Vom Albert-See bis über das Südende des Njassa-Sees könnte man ununterbrochen in einer Senke zwischen hohen Bergmauern wandern, wohl über 2400 km; dabei müßte man Höhenunterschiede von 2000 m überwinden.

Die mittlere Störungszone, mit ihrer Krümmung westwärts geöffnet, zweigt sich von der westlichen am Nordende des Njassa-Grabens nach NO ab. Sie umfaßt den Ruaha-Graben, die Turu-Bruchstufe, die „Große Bruchstufe“, dann den Naivasha-Graben — den „Großen ostafrikanischen Graben“ — bis zum Rudolf-See. In dessen östlicher Umgebung vereinigt sie sich mit dem Abessinischen Graben. Diese Störungszone besteht aus Gräben und Bruchstufen. Sie ist in sich nicht so einheitlichen Baues wie die vorgenannte, sondern aus einzelnen Teilen zusammengeschweißt.

Die östliche Störungszone entspricht zunächst der Küste der Somalihalbinsel. Vom Sabaki an flieht sie landeinwärts. In Deutsch-Ostafrika erzeugt sie den im Landschaftsbilde sehr markanten Steilanstieg aus dem Küsten- zum Hochlande. Sie besteht dort aus zwei Hauptzweigen, die am Njassa-Graben im Ruhuhu-Gebiet enden. In ihr finden sich fast nur Bruchstufen.

Schließlich könnte man die zahlreichen, der Küste nahen und ihr meist gleichgerichteten Verwerfungen und Abbrüche der Küste selbst zum Boden des Indik als vierte Störungszone zusammenschließen.

Diese großen Zonen sind tektonischer Entstehung. Die Frage, ob die genannten Gräben und Stufen nicht auch anderer als solcher Anlage sein könnten, ist verschiedenfach erörtert worden. Die Antwort ist zugunsten einer tektonischen Entstehung gefallen. —

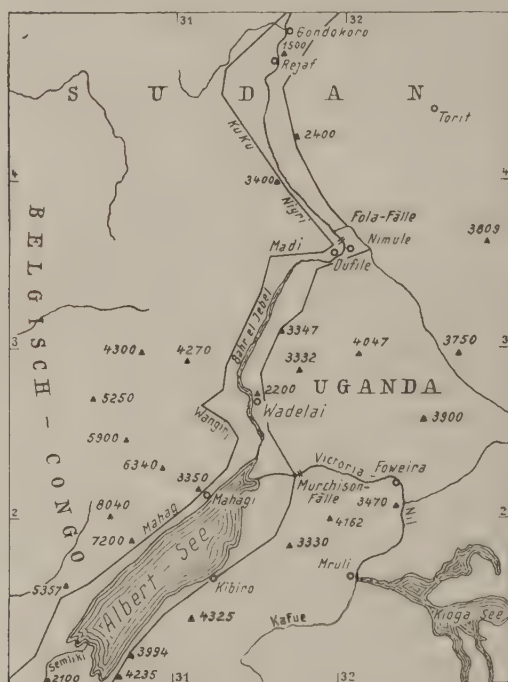


Fig. 60. Der Dufilé-Graben. (Höhen in engl. Fuß.)

Nur ein knappes Bild aller ihrer Erscheinungen kann gegeben werden:

Der Beginn der **westlichen Störungszone** führt uns nördlich über den Albert-See hinaus. Aus ihm fließt der Nil in einem tiefen, engen Tale, das man sicherlich als Graben deuten darf, bis in die Ebene um Gondokoro—Lado. Dieses, durch scharfe, dem Streichen der kristallinen Schiefer in gewissen Grenzen konform verlaufende Knickungen zwischen somalischer und erythreischer Richtung ausgezeichnete Anfangsstück zwischen Gondokoro und dem Albert-See, dessen Sohle stets schmal bleibt, schildert uns STIGAND. Es ist der Dufilé-Graben.

Ein deutlicher Abfall verläuft zunächst westlich von Redjaf. Die Westflanke des Dufilé-Grabens beginnt aber wohl schon weiter im Norden. Ununterbrochen zieht sie sich von Redjaf mit steilem, ein- oder mehrstufigem Abbruche bis zum Albert-See, stets höher als die östliche Flanke. Der erste Teil des Dufilé-Grabens bis Dufilé, NW gerichtet, steigt über das Kuku- und Niyri-Escarpment auf 3000 F. über den Nil an. Seine rechte Flanke beginnt sich erst zwischen Aju und Nimulé kräftiger zu heben. Bei Dufilé biegt die Westflanke plötzlich westlich im Madi-Abfall um. Dann nimmt im zweiten Abschnitte des Dufilé-Grabens, in dem sich der Nil selbst bis auf wenige Dutzend Kilometer der Wasserscheide zum Kongo-Becken nähert, der weniger markante Ora-Abfall die SW-Richtung auf. Sie wird im ganzen bei gewissen Beugungen über den Wangiri-Abfall bis Mahagi am Albert-See eingehalten. Erdbeben sind im Gebiete des Dufilé-Grabens Ugandas bekannt besonders von Redjaf, dessen Namen arabisch sogar Erdbeben bedeutet. Sie sollen weniger den Grabenbrüchen, als einer NO gerichteten tektonischen Linie folgen: das könnte der an den Latuka-Bergen vorübergehende Bruchrand von Hoch- und Niederafrika sein. Wie dem auch sei, der Bebenherd von Redjaf, von Kibiro am Albert deuten auf den Fortgang der tektonischen Vorgänge. Auf jugendliche Bewegungen weist auch das unausgeglichene Gefälle des Nils, besonders stromab von Dufilé, wo er die Schnellen von Fola überwindet.

Vom Albert-See nun beginnt der, höchstens durch vulkanische Aufschüttungen und Sohlenhorste verengte, einheitliche, breit ausgeformte Grabenzug. Überall begleiten ihn Steilränder, deren tektonische Entstehung an vielen Stellen gesichert ist, so daß am gleichen Ursprung des Ganzen kein Zweifel obwaltet.

Aus dem Albert-See hebt sich besonders die Westwand des Grabenzuges steil und massig heraus. Der Wasserspiegel dieses Sees ist, wie die Angaben von EMIN PASCHA und STUHLMANN und andre Beobachtungen zeigen, stark gefallen. Die Ursache dieses Fallens steht jedoch nicht eindeutig fest. Junge vulkanische Äußerungen scheinen im Osten des Sees bei Fogao vorzukommen: Glimmerschiefer werden von Effusivgesteinen überdeckt. Heiße Quellen und Dampfaushauchungen sind von Kibiro am See bekannt. Thermen brechen übrigens auch zwischen den Murchison-Fällen und Wadelai empor.

Der westliche Grabenrand gewinnt nach dem Kiwu zu an Höhe und hält sich meist über 2000 m; doch steigt er im Kinjamkoro zu 3100 m an. In gleicher Richtung hebt sich die Grabensohle, und die Wasserscheide zwischen Nil- und Kongo-Becken steht erst wenig nördlich des Kiwu-Sees in vielleicht 1500 m MH. Sehr viel stärker gegliedert als der eintönige West- ist der Ostrand. Über dem schnellenreichen Tale des Semliki und der tiefen Landschaft Toru reckt sich vor ihm

ohne Vorhügel das Hochgebirge des Ruwensori empor. Wäre er ein Horst, müßte ganz Afrika an ihm abgesunken sein: er ist eine emporgetragene Scholle.

Am Eduard-See verbreitert sich die Grabensohle. Sie schließt in einem Zweiggraben den Georg-See ein. In dessen Osten beginnt sich eine neue Bruchstufe, Igara, zu entwickeln, die bald die Funktion der Osthauptwand übernimmt.

Der Eduard-See ist, im Gegensatz zu den anderen Seen der westlichen Grabenreihe, unregelmäßig kreisförmig gestaltet. Er wird im Osten und Westen von steilen Abhängen umzirkelt, die hier dicht an das Wasser herantreten, dort eine Vorzone tragen sollen. Nach Süden säumt das Seeufer die weite schwarze Rutschuru-Ebene. Ihre Natur deutet — in Verknüpfung mit andern Anzeichen — auf einen vergangenen höheren Stand des Mwutan Nsige, des „sterbenden Sees“ der Eingeborenen. In ihr fand STUHLMANN acht Meter über dem Wasserstande des Jahres 1891 eine Schicht, voll von Schalen der noch jetzt den See belebenden Planorben, Melanien, Unionen.

Zwischen Eduard und Kiwu erfahren die Ränder scharfe Knickungen. In einer Ausbuchtung des Ostrandes, die in das kristalline Grundgebirge Ruandas tief einschneidet, liegen die Virunga-Vulkane. Ihre Ausbrüche verbarrikadierten den Ausfluß des Kiwu-Sees, der noch vor 20 Jahren nach Norden entwässerte. Ufer, Halbinseln und Inseln des Kiwu, der Krone aller Grabenseen, erscheinen wie eingezwängt in ein Netz von Bruchlinien. Schäumend stürzt aus ihm über den Riegelhorst Bukunsi der Russisi auf einer Strecke von nur 110 km über 600 m tief zum Tanganjika hinab.

Den Tanganjika-Graben erfüllt — mit Ausnahme seines trocken gelegten Nordendes — in 700 km Länge der Tanganjika-See, fast ununterbrochen eingengt von hohen Randbergen aus den verschiedensten Gesteinen. Seine Breite schwankt zwischen 12 und 65 km. Er birgt sich in der Hohlform einer sehr bedeutenden Absenkung. Die tiefste Lotung maß in ihrem südlichen Teilbecken zwischen Kirando und Muvindi 1435 m Wasserhöhe. Da der Seespiegel in 780 m Meereshöhe liegt, reicht der Tanganjika, als der zweittiefste See der Erde, 655 m unter die Fläche des Indischen Ozeans. Der Grund des Wasserbeckens ist reich gegliedert durch Horste und Gräben. Die Flanken des Seegrabens fallen steil ab: Tiefen von 300 und 400 m nur wenige Kilometer vom Ufer entfernt sind häufig. Ihr Böschungswinkel ist so groß, daß sich Sedimente auf ihnen nicht halten können.

Tektonisch gut bekannt und die Art der Grabenabsenkung erklärend, sind die Uferstrecken am Malagarassi, wo die Tanganjika-Formation herrscht, und der Südwesten des Sees. In Staffeln sinken die Randschollen des Grabens an longitudinalen Haupt- und transversalen

Nebenverwerfungen nieder. Ihre Oberfläche hat öfters ein rückläufiges Gefälle. In einzelnen Schollen ist der Absenkungsvorgang so stark, daß er in ihnen zu starker Stauchung der Schichten führte. Die Dislokationen am blind endenden Tanganjika-Graben streichen im großen fast meridional im „Tanganjika-System“. Dies löst sich aber doch wieder in Strecken bald mehr nach Osten, bald mehr nach Westen hinneigender Ablenkung auf. Die Wasserfüllung des Sees gibt nicht durchaus die Richtung der Grabenbrüche wieder.

Tiefe Breschen in seine Hochränder legten Lukuga- und Rukwa-Graben. Als die ältere Einheit wurden sie von jenem durchschnitten. Der Rukwa-Graben führt die westliche Störungszone weiter. Er öffnet sich in seinem Hauptast in der Pforte von Karema zum Tanganjika und streicht NW in erythreischer Richtung („Rukwa-System“). In seiner Sohle erhielten sich größere Karru-Vorkommen. Zwischen dem Südende des Tanganjika und dem Rukwa erhebt sich der hohe Kipphorst



Fig. 61. Profil durch den Tanganjika-Graben (in 6° 45' S). Länge 340 km. 20fach überhöht. (Nach KRENKEL.)

a = Granit, kristalline Schiefer, b = jüngerer Granit, c = Kabele-Schichten, d = Karru-Formation, e = Tanganjika-Formation

Ufipa. In ihm kreuzen sich die Verwerfungen des Tanganjika- und Rukwa-Systems. Das Südende des Rukwa-Grabens ist durch den Sohlenhorst Unjika-Malila in zwei schmale Gräben gegabelt. Der südwestliche von diesen, der Ssongwe-Graben, führt den Westrand des Rukwa-ununterbrochen in den des Njassa-Grabens über. Wo beide Gräben ineinander verfließen, ist zwischen Ssongwe und Kivira die Karru in starker Störung am Gneis des Randgebirges abgesunken.

Der Njassa-Graben ist im wesentlichen meridional gestreckt. Gewaltig in steilem Absturz steigt über seinem Nordende das kristalline Livingstone-Gebirge bis 2800 m an. Mächtige Reibungsbrekzien zeugen von heftigen Bewegungen in ihm. Das Karru-Tafelland am Ruhuhu ist stark zerbrochen. Die Karruschollen an seinem Westufer sind in kleinen Parallelgräben versenkt. Junge Konglomerate hoch über dem See sind noch verworfen. Alle Störungen streichen im „Njassa-System“, das dem Tanganjika-System in der Einzelgestaltung sehr ähnelt. Über die Ausgestaltung des Seebeckens ist nicht viel bekannt: Seine größte gelotete Tiefe ist 783 m. Eine schmale grabenartige Tiefenrinne von über 500 m begleitet den Abbruch des Livingstone-

Gebirges, eine zweite ebenso tiefe das Westufer zwischen Nkala und Rukuru. Diese spärlichen Daten zeigen nur, daß der Njassa-Graben bei einer Meereshöhe seiner Wasserfläche von 480 m mindestens 300 m unter den Spiegel des Indik hinabreicht.

Zum Njassa-Bruchsystem gehört der Shire-Graben. Er trennt das Shire-Hochland im Osten mit den 3000 m hohen Mlandji-Bergen und das Nano-Plateau im Westen. Der Pamalombe-See liegt in der Sohle des Grabens. ANDREW und BAILEY erforschten ihn.

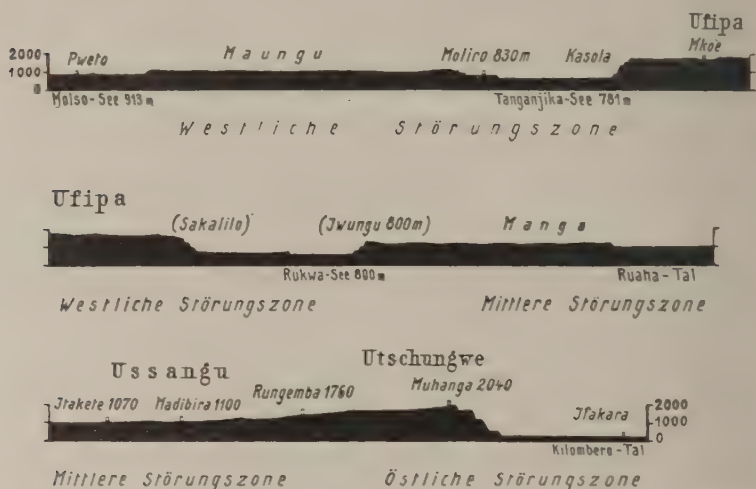


Fig. 62. Profil in W—O-Richtung vom Moero-See über den Tanganjika- und Rukwa-See zum Ruaha-Tale und weiter zum Kilombero-Tale. Länge 800 km. 4mal überhöht. (Nach KRENKEL.)

Tektonische Teile:

- | | |
|------------------------|--|
| Westliche Störungszone | mit Moero-, Tanganjika- und Rukwa-Graben; |
| Mittlere | " " Ruaha-Graben; |
| Östliche | " " Utschungwe-Bruch und Kilombero-Tiefland. |

Die Fortsetzung der westlichen Störungszone über das Sambesi-Tal erkannten TEALE und WILSON. Sie führt zunächst fort der Urema-Graben zwischen dem Sheringoma-Plateau im Osten und dem Gorongosa-Massiv im Westen. Der über 100 km verfolgbare Westabfall des Sheringoma-Plateaus ist sehr steil und von kurzen tiefen Bachrissen gegliedert. An der Mündung des Kundwi-Baches in die Uremafurche, die zur Regenzeit einen ununterbrochenen Wasserweg zwischen Sambesi und Pungwe bildet, wurde folgendes festgestellt: der eoäne Kalk, der das Plateau in horizontalen Bänken krönt, ist 160 m bis an seinen Fuß abgesunken. Hier liegt er stark gestört und in Streifen mit wechselndem Einfallen zerschnitten. Analog diesem Profile wird die ganze Plateau-

flanke tektonisch gestaltet sein. An der Westseite des Urema-Grabens sind Brüche bisher nicht nachgewiesen, aber nach ihrer Form anzunehmen.

Der Urema-Graben verlängert sich über die weite Niederung des Pungwe-Flusses: das Sofala-Plateau überhöht nun den Busi-Graben im Osten, die Spungabera-Masse im Westen. Der Abfall des Sofala-Plateaus ist niedriger als der des Sheringoma-Plateaus, doch noch auf 90 km verfolgbar. Der Busi fließt eine Strecke im Graben, biegt dann scharf um und durchbricht seine Westwand in engem Durchbruchstale. Mit dem Südende des Busi-Grabens scheint nun die westliche Störungszone sich als Grabenbruch endlich zu verlieren.

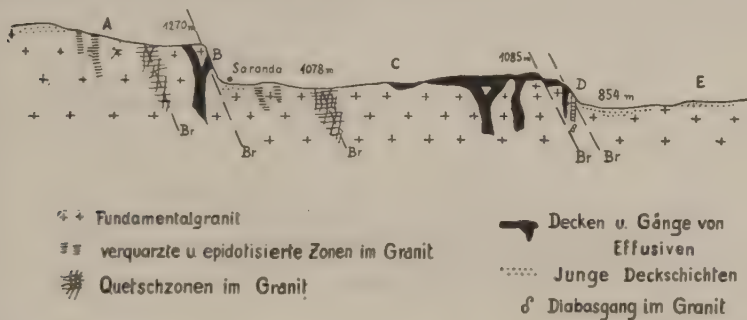


Fig. 63. Profil durch die Turu-Bruchstufe (Mittlere Störungszone in Deutsch-Ostafrika): Staffelbrüche und Durchbrüche jungtertiärer Effusiva. Länge 30 km, 10 mal überhöht. (Nach KRENKEL.)

E = Südwest-Ugogo (verbogene Scholle mit rückläufigem Gefälle von Osten nach Westen): teilweise junger Seeboden,
 D = Makutupora-Stufe (tieferer Anstieg von 200 m Höhe) } Kilimatinde-
 C = Saranda-Terrasse (mit rückläufigem Gefälle von Osten nach Westen) } Staffel
 B = Saranda-Stufe (höherer Anstieg von 200 m) } Turu-Staffel.
 A = Turu-Terrasse

Aufmerksam zu machen wäre schließlich auf die Jugendlichkeit der Bewegungen in dieser Störungszone. Am Nordrand des Njassa-Sees werden sehr junge Geröllmassen von Grabenbrüchen durchsetzt. Im Livingstone-Gebirge werden jungtertiäre Effusivdecken von den Grabenverwerfungen zerschnitten. Nach der Höhenlage quartärer See- und Flußablagerungen haben Tanganjika und Njassa eine drei- bis viermalige Absenkung ihres Spiegels erfahren, die wohl nur tektonisch zu erklären ist. — Weiter auf die Form der Gräben: Tanganjika- und Njassa-Graben enden trichterförmig, indem die Randbrüche nach SW und SO auseinandertreten; ein Schollensporn bleibt zwischen ihnen stehen. Ganz anders ist ihr Nordende beschaffen. Ost- und Westküste

der beiden großen Seen verraten eine weitgehende Abhängigkeit in Form und Richtung voneinander. „Das Bild im großen ist in überzeugendstem Maße das einer weitklaffenden Spalte, die durch Zerreißen der Kruste infolge Zerrung zum Öffnen gebracht wurde.“ Die Breite der westlichen Störungszone ist eine recht gleichmäßige: sie beträgt im Durchschnitt 60—75 km. Auch hierin zeigt sich die höhere Gesetzmäßigkeit der Grabenbrüche.

Die **mittlere Bruchzone** spaltet sich vom Nordende des Njassa-Grabens ab. Über der Spaltungsstelle bauen sich die Rungwe-Vulkane auf. Sie streicht zunächst als Ruaha-Graben 300 km nach NNO. Dessen tektonische Entstehung wurde mit Unrecht angezweifelt. Von seinem Ende bis zum Kisigo-Flusse fehlen geologische Beobachtungen.



Fig. 64. Querprofil durch die mittlere Bruchzone vom Tanafluß über den Kenia und den Großen Graben mit seinen Randstaffeln zum Viktoriasee. Länge 440 km. ca. 2mal überhöht. (Nach KRENKEL.)

Am Kisigo nun setzt eine Folge von oftmals scharfeckig umknickenden Bruchstufen ein. Gräben gibt es bis zum Magad-See nicht: Alle gegenteiligen Angaben sind falsch. Eine südliche Serie dieser Bruchstufen nennen wir die Turu-Bruchstufe. Sie überhöht die tiefe Salzsteppe Ugogos. Wo sie von der Tanganjika-Bahn erklettert wird, ist der Fundamentalgranit in zwei landein gekippte, von jungen Effusiven durchdrungene Staffeln zerlegt. Die Turu-Bruchstufe hält in NO-Richtung bis Irangi aus: Hier wird sie von der meridionalen, die Massai-Steppe beherrschenden Massai-Bruchstufe weitergeführt, die am Laui-ja-Mueri endet. Auf ihrer Höhe anstehende Glimmerquarzite liegen als abgesunkene Schollen vor ihrem Fuße. Westlich hinter ihr hebt sich sehr stattlich die Iraku- oder „Große“ Bruchstufe heraus, die weiterhin in die Westwand des „Großen Grabens“ aufgeht. Die Iraku-Bruchstufe schneidet den von SW heranziehenden Wembäre-

Njarasa- samt dem kleinen Hohenlohe-Graben ab. Er ist die wahre Verlängerung des Großen oder Naivasha-Grabens. Ihre durch die Schweredefizite bewiesene Ureinheit, die einen nach NW offenen flachen Bogen beschrieb, wurde durch die jüngere Iraku-Stufe zerrissen. Njarasa- und Naivasha-Graben sind gleich alt. Über diesen Gebieten stärkster Schollenzertrümmerung erheben sich die gewaltigen Vulkane des Winterhochlandes.

Erst in der Breite des Natron-Sees setzt der zweiseitige Naivasha-Graben ein. Er wird auf seiner ganzen Länge von der Vulkanischen Landschaft begleitet, die ihm innerhalb der mittleren Bruchzone eine besondere Färbung gibt. Seine Sohle ist sehr uneben, einmal infolge vulkanischer Aufschüttung, dann infolge querer Verbiegungen, schließlich durch Sohlenhorste. Die wichtigen Querwellungen vor allem schnüren

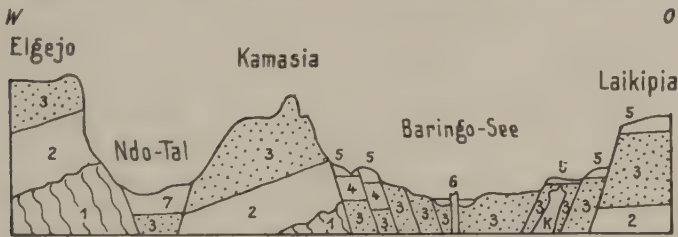


Fig. 65. Querschnitt durch den Naivasha-Graben von Elgejo über den Baringo-See nach Laikipia. (Nach GREGORY.)

1 = Gneis, 2 = Phonolithe (der Kapiti-Periode), k = Keniit, 3 = Phonolithe (der Dönjo-Periode), 4 = Seeabsätze (Njassa-Periode), 5 = Basalt (der Laikipia-Periode), 6 = Trachyt (der Naivasha-Periode), 7 = Alluvionen.

die Grabentiefe in Teilbecken ab: so Rudolf, Sugota, Baringo-Hannington, Nakuru-Elmentaita, Naivasha, Kedong, Magadi. Längsverwerfungen zerschneiden sie zu niedrigen Treppen oder zu Rosten. Große Vulkane: Susswa, Longonot, Menengai entsteigen ihr. Lavaströme und Tuffdecken belasten sie. Salz- und Süßwasserseen beleben ihre Steppen: am höchsten von ihnen liegt Naivasha (1920 m), am tiefsten Rudolf (360 m).

Steilwandige, bewaldete Randwälle zwingen die Sohle ein. In ihnen sind Hauptstafeln von großer Länge — meist an die oberen Ränder des Grabens angeschmiegt, wie Supuko Loldian und Kikujurand, und durch stärkere Zerschneidung höheres Alter verratend — von Nebentafeln zu scheiden. Letztere bringen die jüngsten Absenkungen nach dem Grabentief hervor und zerlegen die Hauptstafeln. Zahl und Breite der Hauptstafeln wechselt. Aus dem Verhältnis von Haupt- zu Nebentafeln erschließt sich, daß die einst breiter und flacher angelegte Grabendelle allmählich in der Zone ihrer gegenwärtigen Sohle

tiefer einsank, und sich gleichzeitig verschmälerte. Wo die Uganda-Bahn den Westhang des Naivasha-Graben hinanklimmt, erbauen ihn drei Staffeln: Nakuru, Njoro und Mau. Auf der Ostseite werden ebenfalls an ihrem Wege drei Haupt- noch von Nebestaffeln gegliedert.

Nicht Flußerosion schuf den Naivasha-Graben. Er war und ist im Gegenteil Aufschüttungsgebiet. Die Flüsse, die seine Wände erheblich bearbeiten, mäandrieren in seiner Sohle. Sie sind jünger als er. Älter aber als der östliche Hauptbruchrand ist der Guaso Narok: er entspringt am Olbolossat-Plateau und durchbricht die Steilmauer jenes in enger Schlucht nach Osten.

Der Naivasha-Graben mit seinem schmalen gelben Steppenband in der Tiefe, eingefast von den grünen gewaltigen Steilwällen zu den Seiten, macht einen überwältigend geschlossenen Eindruck. Wie schon bei den westlichen Gräben betont wurde, zeigen auch seine Ränder gegenseitige Beeinflussung ihrer Richtung, sein Ende trichterförmige Erweiterung, seine Breite eine gleichbleibende Zahl von 40 bis 45 km: überall äußern sich die Charaktere einer Zerrspalte.

Im Umland des Rudolf-Sees zersplittert sich der Naivasha-Graben in einzelne Äste. Der eine folgt dem Unterlaufe des Omo; er endet am abessinischen Hochlande. Der andere beginnt über den Stefanie-See hinweg den Riß des abessinischen Grabens. Im Omo-Tal liegen die wichtigen Säuger-haltigen Schichten, die ein Bestehen dieses Grabenteiles vor der Wende Tertiär-Quartär anzeigen.

Die **östliche Störungszone** hat geringere tektonische Bedeutung als die vorgenannten. Im Umlande von Mombasa zeigt sie sich in NO-streichenden Brüchen innerhalb der Sedimentärformation. An solchen mögen die Ijolithe des Jombo-Bergs emporgedrungen sein, und wohl auch die im Hinterlande von Moa gefundenen, in deren Streichen liegenden, barkevikitführenden Biotithornblende-Augitite. Die östliche Störungszone berührt das östliche Usambara und überquert den Graben (?) der Pangani-Senke. Weiterhin bildet sie den Anstieg aus dem Küsten- zum Hochlande. Sie folgt dann dem hohen Ostrande der Bergländer von Nguru bis Uhehe. In ihrem Verlaufe am Ostrande von Nguru-Kaguru mögen silifizierte Brekzien und eine Reihe von Gängen tektonisch bedingt sein. TEALE fand hier zahlreiche basische und ultrabasische Intrusionen, so von verschiedenen Typen von Peridotiten, die er mit den Grabenbrüchen im Innern in zeitliche Verbindung bringen möchte. Doch ist kein klarer Beweis für ihr Alter vorhanden. Es könnte scheinen, daß diese Intrusionen mit ihren meist völlig frischen Gesteinen nicht mit den tertiären Störungen, sondern eher mit einer älteren Bruchphase zusammenhängen, die in der Oberkarruzeit diese Gegenden betraf, vielleicht in gewissem Umfange sogar den Lauf der posthumer östlichen Störungszone bestimmte. Für tektonische Ereignisse an ihr liegen ja mancherlei

Hinweise vor. Diese ältere Intrusions- und Bruchphase könnte mit den doleritischen oder kimberlitischen Intrusionen Südafrikas zeitlich parallel gehen.

Schließlich lenkt die östliche Störungszone in den Nordrand der großen Karru-Scholle am mittleren Njassa ein. Über dem See erscheint diese Zone wieder in der Karru des Wallerberges. Dadurch erweist sie sich als älter als der Njassa-Graben, der sie durchschneidet.

Von diesem Hauptzweige der östlichen Störungszone spaltet sich bei Tanga ein Nebenzweig ab: er äußert sich auf der Strecke von Tanga zum Ngerengere-Flusse in einer Reihe von Dislokationen meist zwischen kristallinen Gesteinen und den Sedimenten des Küstenlandes. Er begleitet dann den Ostfuß des Uluguru-Gebirges, wurde am Luwegu in Störungen der (jüngeren) Karru erkannt und verläuft in die Südgrenze der oben erwähnten Karru-Scholle des mittleren Njassa-Sees. Am Wallerberge vereinigen sich beide Zweige wieder zu einer Einheit.

Betrachtet man den Lauf der östlichen und mittleren Bruchzone, der eine Angleichung in der Linienführung nicht verkennen läßt, so könnte man beide als eine große tektonische Einheit einer zweiten jüngeren, durch die westliche gegebenen gegenüberstellen.

Die Frage nach dem Alter der Bruchzonen könnte man so beantworten: Die östliche gehört dem Alttertiär an; schwache Bewegungen an ihr finden noch statt. Doch mag gerade ihr Lauf auf längeren Strecken ältere Dislokationen wieder beleben. Die mittlere bildete sich im Mitteltertiär heraus; ihre Hauptbruchphase ist das Jungtertiär. Die westliche aber ist von beiden die jüngste, da sie deren Ausläufer abschneidet. Sie legte sich an der Wende von Miozän-Pliozän an, sah ihre stärksten Absenkungen aber erst im Quartär. Die echten Tiefgräben sind frühestens jungtertiär. Ihre Einsenkung dauert an.

Mit den drei Bruchzonen sind Gebiete vulkanischer Tätigkeit genetisch und räumlich eng verknüpft. In der östlichen ist sie sehr gering: ihr zugehört der Nephelinsyenit der Jombo-Berge SW von Mombasa. Die mittlere zeigt den kräftigsten Vulkanismus Afrikas, der sich weit in die Randgebiete der tektonischen Senke erstreckt: in die „Vulkanische Landschaft“. Die westliche Bruchzone trägt die, nur noch in zwei Essen tätigen Virunga- und die Konde-Vulkane. Ihre Vulkangruppen erheben sich an der konkaven, inneren Seite ihres bogenförmig gekrümmten Abschnittes vom Kiwu- zum Rukwa-Graben.

Weiter verbinden sich mit ihnen seismische Erscheinungen. KRENKEL schilderte ihre Abhängigkeit von den wichtigsten tektonischen Linien. Das Schüttergebiet dieser tektonischen Beben besitzt eine langgestreckte Gestalt: solche Schütterellipsen sind charakteristisch an der sehr häufig tätigen westlichen Störungszone entwickelt. Sie weisen für einzelne makroseismische Erschütterungen allein in Deutsch-Ostafrika

eine Länge von 1400 km auf, sind aber wahrscheinlich noch viel länger. Einer der tätigten Herde liegt umschlossen zwischen mittlerem Tanganjika- und nördlichem Njassa-See.

Schließlich sind die Störungszonen von geoidalen Schwerestörungen begleitet. Ihre Enthüllung ist das Werk KOHLSCHÜTTERS während seiner Pendelexpedition 1898. Das Maximum des Dichtedefektes in den Gräben, ausgedrückt in BOUGUERSchen Anomalien, ist sehr hoch: es liegt in allen Gräben über — 160 Einheiten. Die Gleichheit der Defizitmaxima weist auf Übereinstimmung in den Ursachen der Grabenbildung ebenso auf solche in der Tiefe der Störungen hin, die ein irgendwie begrenztes Höchstmaß erreicht zu haben scheint.

Verschiedene und sich widersprechende Erklärungen wurden für die Entstehung der Bruchzonen aufgestellt. MARTONNE formulierte die Antiklinalhypothese, die viele Anhänger fand: die beiden großen Grabenzüge folgen der langen Achse je einer Wölbungszone, während zwischen ihnen die Senke des Viktoria-Sees liegt. Die Gräben sind Risse im Scheitel einer überanstrengten Falte. UHLIG neigte zeitweilig zur Auffassung, daß Überschiebungen die Gräben bildeten. OBST verbindet die Ostafrika durchsetzenden Störungen mit dem Einbruche des Indik und sieht in ihnen Zerrungserscheinungen. Nach WEGENER aber sind die Grabenbrüche die Vorläufer einer endgültigen Trennung zweier Kontinentalmassen.

Das geologische Gesamtbild der Grabenzonen führt auf diese Deutung: es sind Zerreißen der Kruste, entstanden durch gerichtete Zerrung. Nur zerrende Kräfte schaffen klaffende Risse, wie sie uns in den mit Wasser erfüllten Tiefen der Gräben so eindrucksvoll entgegentreten, nur sie die überall an den Bruchzonen nachgewiesenen, erdeinwärts konvergierenden, bis in große Tiefen hinab setzenden Spalten. Nirgends dagegen sind Wirkungen faltender Kräfte zu erkennen, nirgends gegen die Gräben gerichtete Überschiebungen. Erdbeben, Schwereanomalien, Vulkanismus unterstützen die Annahme einer Entstehung durch Zerrung.

Die Grabenbildung aber ist — als Tafrogenese — ein zeitliches Gegenstück der Orogenese im eurasischen Faltungsgürtel.

In ihren baulichen Grundeigenschaften gleichen die Gräben Ostafrikas den früher beschriebenen der Erythrädis und Syriens. Jedoch zeigen diese Unterteile gewisse Abweichungen voneinander: so z. B. der erythrädische Graben in seinen Schwereverhältnissen und seiner Bebenfreiheit, der syrische Grabenzug in seinem Laufe durch ein Faltengebirge.

Trotz dieser Eigentümlichkeiten verbinden sich alle Unterteile zu einer höheren Einheit von grabenförmigen Störungen, die gleicher Ursache und gleichen Zeiten ihre Entstehung verdanken: dem ostafrikanischen Störungsstrang.

V. Die Vulkanische Landschaft

Die Vulkanische Landschaft überdeckt — bald als trockenste Steppe, bald als wohlbewässertes hohes Waldland, hier als weite Ebene, dort übersät mit Vulkanen — den Oststamm des Grundgebirges. Sie klammert sich an den Lauf des Naivasha-Grabens, genetisch und zeitlich mit ihm eine höhere Einheit bildend. Die vulkanischen Ereignisse verquicken sich mit dem tektonischen Werden jenes Grabens aufs innigste. Fest steht einmal, daß vulkanische Decken und Kegel durch Brüche der mittleren Störungszone in mehreren Phasen zerschnitten wurden. Andererseits wurden ihr zugehörige Dislokationen von Eruptionsmassen zu verschiedenen Zeiten zugedeckt. Die örtliche Abwandlung hierin ist sehr groß. JÄGER beschrieb ein schönes Beispiel vom Hochlande der Riesenkrater. Dreimal lösen sich dort Bruch- und vulkanische Phasen ab. Die vulkanische Tätigkeit mag im Oligozän begonnen haben. Sie hat, bereits vermindert, bis ins Quartär angedauert. Sehr wenige Zentren sind noch tätig. Fumarolen und heiße Quellen sind nicht eben zahlreich.

Die Vulkanische Landschaft sendet Vorposten gegen Süden bis zur Tanganjika-Bahn und Turu-Bruchstufe vor. Zu ihnen zählen auch die Vulkane Gurui (3400 m) vor der Iraku- und Ufiomi (2415 m) an der Massai-Bruchstufe. Erstere durchlöchern die Maare von Dungobesch. Auch am Ufiomi sind solche vorhanden. In der Breite von Moschi setzt die Vulkanische Landschaft in breiter Front ein: im Westen über der Serengeti-Steppe mit dem Hochlande der Riesenkrater, in der Mitte mit der großen Reihe der Einzelvulkane, im Osten mit dem Kilimandjaro. Nach starker Einschnürung am Magad-See springt sie mit den phonolithischen Athi- und Kapiti-Ebenen nordostwärts vor — hier streckt sie den merkwürdigen Ausläufer des Yatta-Gebirges aus — und umfaßt nun den Kenia. Jenseits des Laikipia-Plateaus verfließt sie am Rudolf-See mit den vulkanischen Gebieten Südabessiniens, an ihrem Ostsaume flankiert von zwei großen Vulkanen — dem mit einem Kratersee geschmückten Marsabit (5560 e. F.) und dem durch einen gewaltigen tiefen Talriß in zwei Hälften gespaltenen Kulal (7522 e. F.) —, von ersterem aber kräftig nach NO über Lavafelder mit durchschauendem Grundgebirge gegen das Boran-Escarpment vorrückend.

Am Westrande greift die vulkanische Landschaft im Tale des Turkwell aus. Hier flankiert sie der Elgon (4230 m), und am Kavirondo-Golfe des Viktoria-Sees das Gwasi-Homa-Massiv. In ihrem Inneren aber entblößt die Grabensenke den gewaltigen Stapel der Tuff- und Lava-Decken. Ihnen sind die jüngsten Vulkane aufgesetzt.

In der Vulkanischen Landschaft sind die verschiedensten Formen vulkanischer Tätigkeit: Decken und Gänge, Vulkane und Necks, Krater

und Maare zu finden. Erwähnenswert sind die Deckenplatten von 800 bis 1000 m größter Mächtigkeit, die wohl aus Spaltenergüssen hervorgingen. GREGORY läßt die weiten grasreichen Deckenlandschaften wie Kapiti aus zahlreichen kleinen Vulkanen zusammenfließen, die einem Netzwerk von Spalten aufsitzen. Diese Schlöte fehlen jetzt, da sie bereits — obwohl jung — hinweggeräumt sein sollen. Die Frage nach dem Mechanismus des Werdens der Decken ist jedenfalls ungelöst. In der älteren Geschichte der Vulkanischen Landschaft überwiegen die Deckenergüsse, in der jüngeren der Aufbau von Vulkanen und klastische Ausbrüche.

Ihre Gesteine gehören der atlantischen Sippe an. Darauf machte zuerst PRIOR aufmerksam. Daß diese Regel jedoch nicht ohne Ausnahmen ist, geht bereits aus den älteren Untersuchungen ROSIVALS hervor. Um ihre Bestimmung und die Aufhellung ihrer verwandtschaftlichen Beziehungen zu den Vorkommnissen in Abessinien, der Kanaren, St. Helenas, der Azoren, Madagaskars, Adens wie außerafrikanischer Gebiete machten sich PRIOR, LACROIX, MAURITZ, GOLDSCHLAG und FINCKH verdient. So wechselreich sind die Gesteine, die Deckenareale ausgenommen, daß eine vollständige Aufzählung selbst für kleine Gebiete unmöglich ist. Dem Schlusse dieses Abschnitts ist eine Übersicht angefügt. Körnige Tiefengesteine sind bisher nur sehr selten gefunden: so am Kenia und Kilimandjaro, am Kerimassi und Lemagrut.

In der Vulkanischen Landschaft ist kein großer Vulkan mehr in fördernder Tätigkeit, mit Ausnahme des Tuffkegels des Oldonjo l'Engai, der periodisch tätig ist und 1917 eine heftige Gasexplosion hatte. Der Meru ist im Solfataren-Stadium, mit zeitweilig beträchtlicher Dampfentwicklung. Ebenso Longonot und Buru. Lavafördernd in großen Pausen sind die kleinen Teleki-Vulkane am Südende des Rudolf-Sees. Südlich dieses Sees soll der Andrew-Vulkan rauchen.

Folgende Teilgebiete mögen ausführlicher geschildert werden:

Das **Hochland der Riesenkrater**, der orographisch bedeutsamste Teil der Vulkanlandschaft, erhebt sich über einem Gebiete stärkster Schollenzertrümmerung: dort, wo der Njarasa-Graben durch die Irakustufe abgeschnitten wird. Es bedeckt 4500 qkm. Die Lavaberge drängen sich so, daß nicht regelmäßige Einzelvulkane entstanden, sondern durch Verschmelzung ihrer Füße ein gemeinsamer Grundbau von 2200 bis 2600 m Höhe. Aus diesem erst ragen die steilen Gipfelkuppen bis 3650 m empor. Die Vulkane bestehen fast ganz aus Laven: aus Trachyt, Limburgit, Trachydolerit, Phonolith, Nephelinit. Nur in ihrer frühesten Geschichte spielen Tufferuptionen eine Rolle.

JÄGER gliedert das Hochland in die Nordostgruppe („Winterhochland“) mit den Vulkanen Ololmoti, Elanairobi, Olossirwa, Loolmalassin und in die Südwestgruppe („Baumannhochland“) mit Oldeani, Lemagrut

und Malanja. Zwischen beiden öffnet sich der gewaltige Krater Ngoróngo. Vom Loolmalassin überblickt man staunend diese eigenartige Landschaft mit ihren Kraterlöchern, die den Phlegräischen Feldern bei Neapel ähnelt. Nur ist der Maßstab ein zehnfacher. Alle Vulkane tragen Krater von mehreren Kilometern Durchmesser und fast zentraler Lage. Die Krater sind durch Sackung oder Rückfluß der Lava entstanden.

Das Werden des Hochlandes der Riesenkrater und der Gräben verlief in engster zeitlicher Berührung: Brüche zerbrechen das Rumpfland. Auf ihm beginnen vulkanische Aufschüttungen; Tuffdecken und die Somma des Lemagrut entstehen. Nun erst tieft sich der Njarasa-Graben ein. Sein Nordrand halbiert den Krater des Lemagrut. Dann

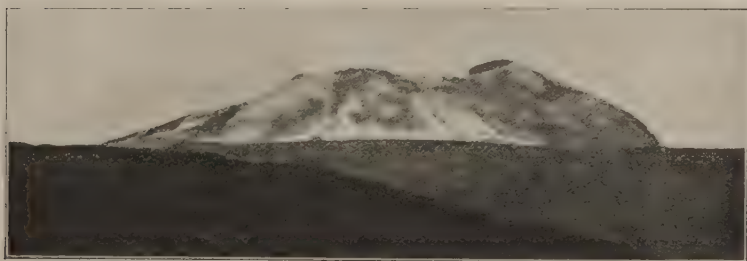


Fig. 66. Der Kibo des Kilimandjaro vom westlichen Basisplateau aus 3932 m Höhe. (Aufnahme ÖHLER.)

fließen die großen Schildvulkane aus. Laven des Lemagrut strömen den Rand des Njarasa-Grabens hinab. Schließlich versenkt die Iraku-Bruchstufe den östlichen Abschnitt des Hochlandes.

Einer der gewaltigsten Krater der Erde ist Ngoróngo, eine flache Pfanne von 22 km im größten Durchmesser und 250 qkm Fläche. Steilwände von 500 bis 700 m Höhe umwallen ihn. Eine besondere Senke des Kraterbodens birgt einen abflußlosen salzigen See, der ehemals größer war, und Salzpfannen. Oldéani ist 3188 m hoch. Der Zentralkegel des Lemagrut (3132) wird von einer nach Osten offenen Somma umwallt. Seine Eruptionen ließen Nephelinit, Melilith-Basaltuff, nephelinitischen Phonolith, Trachydolerit einander folgen. Ololmoti, der „Kochtopf“, ist durch seinen großen Krater (3085 m) regelmäßig abgestumpft. Loolmalassin (3648 m) und Olossirwa (3297 m), die höchsten der Krater, sind innig verwachsen. Ihre Gipfelregion wird durch zwei NS verlaufende Grate zerspalten, die eine beiderseits offene, 2 km breite, tiefe (grabenartige?) Einsenkung umschließen. Der domförmige Elanairobi (3210 m) ist von einem sommaartigen Wall umgeben. Das gewaltige

Amphitheater seines über 1000 m tiefen Kraters birgt einen See. Gleich dem Loolmalassin wird Elanairobi von der Iraku-Bruchstufe abgeschnitten.

Östlich von der Iraku-Bruchstufe stehen auf der sich gegen diese abdachenden Landschaft die **Einzelvulkane** Essimigor (ca. 2400), Burko (2300), Tarossero (2100), Mondul (2635) und Meru (4560). UHLIG schildert Meru als Schichtvulkan mit äußerer und innerer Somma, mit Krater und Aschenkegel in diesem. Die äußere Somma wird von einer Bresche zerspalten. Nördlich folgt Kitumbeine (2940) und Gelei (2940), und am Rande der Bruchstufe Kerimassi (3200) und l'Engai (2915), dessen Krater Sodaschlammströme als „Teufelsnadel“ erfüllten.

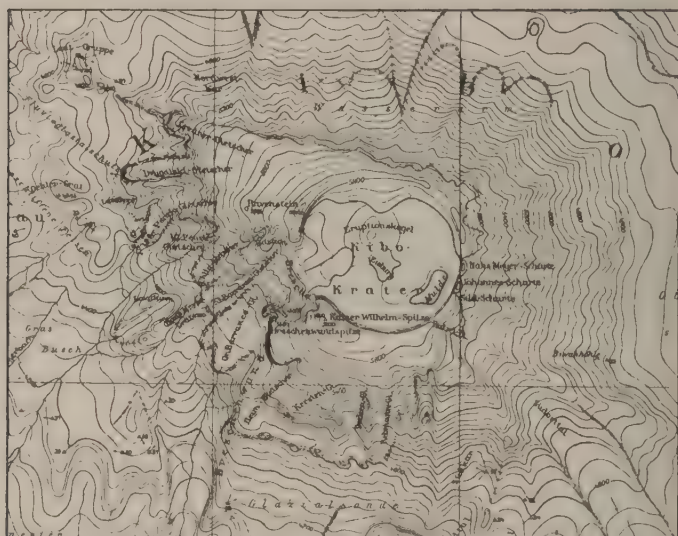


Fig. 67. Der Kibo. (Ausschnitt aus der Karte des Kilimandjaro von KLUTE.)

Ssambu (2010) nördlich des Natronsees erkannte KOHLSCHÜTTER als von der Iraku-Bruchstufe durchschnitten und mit seiner Osthälfte versenkt.

Im Osten vor der Vulkanischen Landschaft stehen die beiden Riesenvulkane **Kilimandjaro und Kenia**.

Wie ein mächtiger Schild, dessen weißer Knauf über grünem Urwaldrande der erhabene, wuchtige Dom des Kibo ist, erhebt sich der Kilimandjaro über der 1200 m hohen Steppe. Er besteht aus drei Schichtvulkanen, die durch gegenseitige Überlagerung ihrer Auswürfe zu einem Gebirge von 90 km Länge und 60 km Breite verschmolzen. Sie liegen auf einer OW-Linie 12 und 16 km voneinander entfernt. Hochflächen

vermitteln zwischen ihnen. Der Mawensi zeigt bis 3800 m Meereshöhe basaltoiden Trachydolerit, darüber am Gipfelkegel geschichtete Brockentuffe des gleichen Gesteins. Bei Aschenausbrüchen einer jungen Tätigkeit wurde die Ostumrahmung des Kraters zerstört. Infolge der leicht zerstörbaren Gesteine wurden seine höchsten Reste in bizarre Türme aufgelöst. Zwei steile Barrancos zerschneiden die Flanken. Zahlreich sind die trachydoleritischen und basaltischen radialen oder OW streichenden Gänge in den Tuffen. Am Südosthange sitzt dem Mawensi die junge, limburgitische Rombozone auf mit kleinen Kratern. — Der Kibo (5930 nach KLUTE), zuerst von HANS MEYER erstiegen, ist jünger als Mawensi und Schira: seine Form wurde durch den Raum zwischen ihnen bestimmt. Er baut sich im wesentlichen aus Keniiten (Rhombenporphyren) und wenigen Tuffen. Daneben finden sich: Phonolith, Leuzitnephelinphonolith, Trachydolerit und anderes, am Kraterrand Leuzitrhombenporphyr. In seiner gewaltigen Erosionsschlucht stehen in Gängen Leuzitnephelinsyenit und Laurdalit an. Der gut erhaltene Einbruchskrater des Kibo ist $2\frac{1}{2}$ km breit. 200 m hohe Wände überragen ihn. Die parasitären Ausbrüche der Flanken folgen geraden Linien. Der Schira ist der kleinste und älteste der Vulkane. Sein stark zerstörter Krater dürfte einen Umfang von 5 km besessen haben. Seine Gesteine sind basaltoider Trachydolerit und Nephelinbasanit.

FINCKH erkannte am Kilimandjaro Laven und Tuffe essexitischen und laurdalitischen, untergeordnet theralithischen und anderen alkali-reichen Magmas. Von Tiefengesteinen wurde Essexit nur in Auswürflingen, Leuzitnephelinsyenit und Laurdalit anstehend, Pulaskit in Geröllen gefunden. LACROIX erwähnt auch Ijolithe.



Fig. 68. Karrig zerfressene Oberfläche des Drygalski-Gletschers am Kibo. Vorn Seitenmoräne. (Aufnahme H. MEYER.)

Über das Alter des Kilimandjaro sagt KLUTE, daß die Vollendung des Aufbaues von Kibo und Mawensi kaum über das frühe Diluvium rückwärts geht, beim Schira vielleicht ins Pleistozän.

Der Kilimandjaro ist vergletschert. Der Mawensi bewahrt nur einen kleinen Kargletscher auf seiner SW-Seite. Der Kibo trägt über seinen konvexen Hängen eine Eiskappe, die nur im Süden und Westen bis auf 4700 m hinabreicht. Sie ist in Gletscher gelappt. Auf der Westseite fließen langsam die drei größten Eisströme: Credner-, Drygalski- und Penck-Gletscher. Am tiefsten steigt der große Barranco-Gletscher hinab (4500 m). An der Südseite folgen drei andere große Zungen. Moränen von 10—30 m Höhe umgeben die Gletscher. Die Schneegrenze steht im Norden und Osten in 5750, im Süden in 5350, im SW in 5250, im W in 5330 m. Die Gletscher befinden sich im Rückzuge: der Penck-Gletscher ging zwischen 1906 und 1912 um 9,5 m zurück.

Der Kilimandjaro war zur Eiszeit stärker vergletschert. Deutliche Spuren der diluvialen Vergletscherung sind erhalten. Die Schneegrenze hob sich seit der größten Vereisung um rund 900 m. Beweise für eine mehrfache Vereisung wurden weder nach Ablagerungen, noch in morphologischen Daten erkannt, dagegen vier Phasen des Rückzuges. Die Tabelle gibt die Lage der Gletscherenden zur Eiszeit und gegenwärtig.

Berg	Auslage	Ort	Maximum	Rückzug	Jetziges Ende	Art
Kibo	SO	Ratzel-G.	3 800	5 000 u. 5 120	5 450	Moräne
"	N	Nordseite	4 300	4 550	5 700	Moräne
Mawensi	SO	1. Südtal	3 600	3 840	—	Mulde
"	SO	Zwischental	3 800	3 975	—	Mulde
"	N	Wißmannspitze	3 900	4 600	—	Kar

Der zweite Riesenvulkan, Kenia, wurde 1893 von GREGORY bestiegen. Er besteht aus drei Teilen: einem zentralen, wild zerrissenen felsigen Gipfel, mit Gletschern und Schneefeldern, einer alpinen Zone und einem weiten flachen, bewaldeten Unterbau. Der Gipfel besteht aus Tiefengesteinen, die den Schlot des Vulkans erfüllten. Denn von dem erst über jenem stehenden Krater ist nichts erhalten. Dieses Tiefengestein ist ein Nephelinsyenit mit Anorthoklas, Barkevikit, Nephelin, Ägirinaugit, Cossyrit, Sodalith, wenig Olivin. An der Außenseite des Gipfels erscheinen chemisch gleiche Laven mit viel schwarzem Glas und Anorthoklas-Einsprenglingen (Keniit), Tuffe und Agglomerate. Die Keniite der alpinen Zone sind vergesellschaftet mit Phonolithen, so am Telekitale. Sie sind die ältesten Gesteine des Kenia. Dazu treten Basalte. Dem Kenia dürfte das gleiche Alter zukommen, wie dem Kilimandjaro. GREGORY hält ihn allerdings für viel älter als Pliozän.

15 Gletscher entströmen dem Gipfelbau. Der längste ist der Lewisgletscher auf der SW-Seite. Die diluviale Vergletscherung besaß größeres Ausmaß. GREGORY erkannte am Kenia ihre Bedeutung für die großen Vulkane Ostafrikas. Aus der Eiskappe stiegen die diluvialen Gletscher 5000 Fuß tiefer hinab, als die rezenten. Der Lewisgletscher endet zurzeit 15400 Fuß über dem Meeresspiegel. Alte Moränen aus ihm gehen bis zu 12000 Fuß herab, und erratische Blöcke bis auf 9000 Fuß.

Es mag nun noch eine der vulkanischen Landschaften am Osthange des Naivasha-Grabens geschildert werden, nämlich **Kikuju**.

Diese dehnt sich zwischen Kenia und Naivasha-Graben westlich von Nairobi. In ihrem Norden erhebt sich das höhere, meist von „Kapiti-Phonolithen“ erbaute Laikipia-Plateau; gegen SO aber schließen sich die tieferen Kapiti-Ebenen aus den gleichen Gesteinen an. Kikuju ist weithin überdeckt von vulkanischen Tuffen, die bereits in großem Maßstabe wieder abgeräumt sind. Sie entstammen zerstörten Vulkanen, die wohl an NO-Brüchen geordnet waren. Die Verwitterung der Tuffe hat einen dicken, fruchtbaren Boden erzeugt, einen der fruchtbarsten Ostafrikas. Kikuju dacht langsam von der Höhe des Grabenrandes nach Osten und Südosten ab. Dicht gedrängt, folgen konsequente Flüsse dieser Abdachung, die nicht nur die Tuffschichten durchnagt, sondern auch die Lavablätter mit Hilfe von Strudellöchern und Unterminierung in tiefen Tälern durchsägt haben.

Die effusive Folge des Kikuju-Landes ist von Brüchen mannigfaltig gestört. Oft sind dieselben Lavadecken in mehrere Höhenstadien zerlegt beobachtet worden. Die vom Naivasha-Graben ausstrahlenden tektonischen Bewegungen sind in verschiedenen Phasen während der vulkanischen Ereignisse tätig gewesen. Deren Erzeugnisse ruhen dem afrizidischen Grundgebirge auf, wie besonders im Nordkikuju, an seinem Ostrande zu sehen ist, wo die gneisige Unterlage nicht selten unter den Vulkaniten angeschnitten ist.

Die Umgebung von Nairobi, der Hauptstadt von Britisch-Ostafrika, zeigt folgenden Bau. Nairobi liegt etwa da, wo die Phonolithdecken der weiten Kapiti-Ebenen — die Kapiti-Phonolithen — gegen Westen untertauchen unter die jüngere vulkanische Serie Kikujus. Daß eine solche Unterlagerung wirklich stattfindet, ist durch eine Bohrung festgestellt.

Die Kapiti-Phonolithen werden im Osten Nairobis überdeckt durch eine Tufflage, die geschichtet und zum Teil sehr grobstückig ist. Dieser Tuff fällt ein unter eine entglaste Effusivdecke, deren Gestein in Nairobi als Baustein („claystone“) verwendet wird. In diesem handelt es sich nach A. NEILSON um einen phonolithischen Rhyolith. Die Oberfläche dieses Rhyoliths ist eingeebnet, an einer Stelle auch von einem

Flußbett durchzogen. Diese alte Landoberfläche wird unkonform eingedeckt von einer zweiten Serie von Tuffen und gröberen Agglomeraten.

Die Hügel im SW von Nairobi bestehen aus phonolithischem quarzführendem Trachyt, der, wie MAUFE beobachtete, der Bausteinlava folgt (?). Er wird wieder überlagert von einer dritten Tuffmasse, die schließlich von Quarztrachyten überströmt ist.

Die genannten Glieder würden sich also bei Nairobi zu folgendem Profile zusammenschließen:

Kapiti-Phonolithe
Abtragung
Grobe Tuffe (Ainsworth-Brücke)
Rhyolithdecke (Baustein)
Abtragung
Tuffe
Trachyte
Tuffe
Quarztrachyt.

Am Ngong-Berge erschließt sich ein abweichendes Bild. An der Boma liegen trachytische Tuffe einer unregelmäßigen, stark zerschnittenen Oberfläche von Augititen auf. Beider Eruptionen werden durch eine längere Zeitspanne getrennt. Diese Augitite sind, wie GREGORY meint, ergossen worden während der Zeit, die in dem eben gegebenen Profile der Abtragsperiode zwischen Kapiti-Phonolithen und den groben Tuffen entspricht. Doch darf die Schwierigkeit sicherer Einordnung dieser, wie ähnlicher, Vulkanite selbst in nahe benachbarte Profile nicht unterschätzt werden.

Drei Perioden umschließt die vulkanische Tätigkeit ganz Kikujus: eine älteste Periode mit Basalten und basaltischen Tuffen; eine zweite mit phonolithischen Trachyten und eine dritte abschließende mit Quarztrachyten und Rhyolithen. Diese drei Perioden sind jünger als die Ausbreitung der Decken der Kapiti-Phonolithe, aber älter als die letzte Hauptbruchphase am Naivasha-Graben. — —

GREGORY möchte in der Geschichte der Vulkanischen Landschaft sieben Stadien erkennen.

In der Kapiti-Phase der Oberkreide ergießen sich dunkle grobporphyrische Phonolithe. Tuffe sind ihnen zwischengeschaltet. Die Phonolithe als die ältesten Effusiva Ostafrikas liegen über Gneis, und sind weit verbreitet als „Plateau-Eruptionen“ auf den Kapiti-Ebenen, am Lumbwa-Plateau, bei Port Florence. Sie erscheinen an den Rändern der Vulkanischen Landschaft. — Die Dönjo-Phase des Eozäns schuf nicht Lavaebenen, sondern große Einzelvulkane wie Kenia, Mawensi, Settima. Phonolithe und besonders Keniite brechen aus. — Die Njassa-Phase — ein wenig glücklicher Name! — ist allein durch Fossilien

in Alter als Oligozän bestimmt. Die Eruptionen setzen aus. Lakustrine Sedimente bilden sich: so im Kamasia-See des schon vorhandenen Naivasha-Grabens. Diese enthalten Gerölle älterer Laven. Der Njassa-Graben tiefte sich ein, und wurde durch einen Meeresarm über das Sambesi-Tal erreicht. Der oligozäne *Echinolampas discoideus* wanderte zum Njassa-See (!). — Die miozäne Laikipia-Phase bringt die jungen Plateau-Eruptionen. Über den lakustren Absätzen folgen Basalte und Basanite (Laikipia), dann phonolithischer Trachyt (Mau, Kikuju), und schließlich phonolithische Quarztrachyte und Rhyolithe (Nairobi). — Die Naivasha-Phase bringt — in Zusammenhang mit der zweiten großen Phase der Grabenbrüche, die durch Säugerreste bei Homa, im Omotale, bei Oldoway als Pliozän (!) bewiesen sein soll — pliozäne Eruptionen: Kenit, Comendit, Nephelinit. Einzelvulkane entstehen: so Menengai. — Im Unterpleistozän, gleichzeitig mit der diluvialen Vergletscherung und der Bildung großer Seen, so des Suess-Sees zwischen Suswa und Longonot, entstehen phonolithisch-trachytische Krater. — Im Oberpleistozän sind die Vulkane mit wohl erhaltenen Kratern wie Longonot und Suswa tätig.

Diese Gliederung bemüht sich, auf sicherlich richtigen lokalen Beobachtungen eine, gewiß wünschenswerte Zeittafel der Ereignisse zu erbauen, mit der andere Beobachtungen, so aus Deutsch-Ostafrika, aber nicht recht in Einklang zu bringen sind. Die Vergleichung einzelner ihrer Perioden mit solchen des Tertiärs, der ältesten mit der Oberkreide, ist ohne rechte Stütze, solange nicht beweisende Fossilien gefunden sind. Alle aus Nachbargebieten genommenen Altersvergleiche aber tragen die Möglichkeit von Täuschungen in sich. In der marinen Oberkreide Ostafrikas ist jedenfalls keine Spur gleichzeitiger vulkanischer Tätigkeit gefunden. In Mozambique flossen die basaltischen Decken erst über Oligozän. Die Gänge aber der Jombo-Berge bei Mombasa geben keinen Anhalt für einen prätertiären Beginn der vulkanischen Ereignisse. Bei ihrer Verwandtschaft zu den Gesteinen der Vulkanischen Landschaft sind sie am ehesten diesen gleichaltrig. Weder dem Jura noch der Duruma-Gruppe Britisch-Ostafrikas sind sonst Deckenergüsse oder Tuffe zwischengeschaltet. — Die am Ngong-Berge bei Nairobi Tuffen eingebetteten Blätter hält SEWARD für wahrscheinlich känozoisch. Solchen Funden kommt große Bedeutung für eine Altersdeutung der Baufolge der Vulkanischen Landschaft zu; doch sind alle übrigen bisher bekannten nicht sicher bestimmbar.

MAUFE unterscheidet im Vulkanismus der Landschaften am Naivasha-Graben zwei Haupt-Perioden: eine ältere, die im wesentlichen den Grabenbrüchen vorangeht, eine jüngere, die ihnen folgt. Die frühere ist ausgezeichnet durch Spalteneruptionen, die spätere durch das Werden der, meist noch gut erhaltenen Einzelvulkane.

Übersicht über die Gesteine der Vulkanischen Landschaft

Verschiedene Benennung erschwert den Vergleich

A. Gebiet des Naivasha-Grabens mit seinen Randlandschaften, vorzüglich Britisch-Ostafrika

Phonolithe: Kapiti- und Athi-Ebenen, Yatta-Plateau, — Kenia, Fort Smith, Nairobi Laikipia, Guaso Narok, Kijabe, Kedong, Londiani, Nandi, Kisumu.

Phonolithe sind am Naivasha-Graben sehr weit verbreitet. Gemeinsam sind ihnen: Anorthoklas, Ägirinaugit oder Ägirin, Natronamphibole wie Cossyrit, Katophorit, Riebeckit.

PRIOR unterschied drei Typen unter den Phonolithen. Der erste Typ zeigt Nephelin in großen Einsprenglingen vergesellschaftet mit Anorthoklas. Varietäten ergeben sich durch die Art, wie Natron-Augite und -Amphibole in der Grundmasse verteilt sind. In einzelnen Phonolithen fehlen Amphibole ganz; sie enthalten dafür Nosean und Titanit, und sind sehr nephelinreich. Der zweite Typ enthält nur kleine Nephelinkristalle, die die farbigen Gemengteile umgeben. Dieser Typ ist für den Kenia charakteristisch. Im dritten endlich findet sich Nephelin nur als Mikrolithen.

Phon. Trachyte: Kenia, Mau, Kikuju, Kedong, Naivasha, Magadi, Baringo, Kamasia. Quarztrachyte: Nairobi, Kijabe, Kikuju, Longonot, Kedong.

Comendite: Naivasha, Gilgil.

Pantellerit: Naivasha, Nakuru, Lumbwa.

Keniit: (Anorthoklas — nicht in Rhombenform —, Olivin, Diopsid, Ägirin) Charaktergestein des Kenia, Kikuju, Kijabe, Magadi, Elementaita, Mau.

Nephelinsyenit: Zentralkegel des Kenia. Die Keniite sind seine Ergußformen.

Nephelinführender Mikrosyenit: Westkenia.

Tahitite: Westkenia.

Alkalirhyolithe: Nairobi, Fort Hall, Kikuju, Gilgil, Longonot, Kedong, Magadi.

Die Gesamtheit dieser Gesteine ist ausgezeichnet durch hohen Alkaligehalt. Natron herrscht vor. Eisen zeigt sich in großer Menge. Der Kieselsäuregehalt schwankt beträchtlich; denn die Gesteine gehen von Pantelleriten bis zu nephelinreichen Phonolithen.

Die Basalte sind weniger verbreitet, und kaum analysiert. Vertreten sind Feldspatbasalte: Magadi, Aberdare-Kette — Nephelintephrite: Lumbwa, Ngong, Magadi — Basanite: Magadi, Njeri — Nephelinite: Nandi, Lumbwa, Fort Ternan, Elgon — Limburgite: Nandi — Augitite: Ngong, Magadi.

B. Gebiet der Bruchstufen und der anliegenden vulkanischen Landschaften, vorzüglich Deutsch-Ostafrika

a) östlich der Iraku- (Großen) Bruchstufe

Kilimandjaro: Rhombenporphyre (Keniite) — Phonolith — Nephelinphonolith — Leuzit-nephelinphonolith — phon. Trachyt — Trachyandesit — Nephelinit — Leuzitbasanit — Labradorit — Ankaratrit — Augitit — Limburgit. Ijolith als Einschuß, Essexit in Auswürflingen; anstehend im Kibo-Barranco Laurdalit, Leuzit-nephelinsyenit.

Mawensi: Trachydolerit — Nephelinit — Nephelinbasalt — Feldspatbasalt — Hornblendebasalt — Limburgit. Pulaskit als Gerölle.

Schira: basaltoider Trachydolerit — Nephelinbasanit — Feldspatbasalt — Limburgit.

Meru: Trachydolerit — Leuzitnephelintephrit — Trachyt — Olivin-Augit- und Amphibol-Biotit-Andesit. Nephelinit in der weiteren Umgebung. Tephritische Brockentuffe zwischen Aruscha und Moschi.

Essimngor: Nephelinit — Phonolith — Augitbasalt.

Engaruka: basaltische Tuffe und Laven.

Natron-See: Nephelingeite.

Oldonjo l'Engai: Nephelinit, neph. Phonolith.

Kerimassi: Phonolith — Ijolith (Melteigit).

Shombole: Nephelinit.

Ufioni: Nephelinit — Augitandesit — Tephrit — Plagioklasbasalt — Melilithbasalt — Nephelinbasalt — Angitit.

Gurui: Nephelinit — Phonolith — neph. Phonolith — Melilithbasalt — Glimmerbasalt.

b) westlich der Iraku-Bruchstufe

Sambu: Trachydolerit.

Mosonik: Nephelinit.

Serengeti und Balbal: Trachydolerit — Nephelintephrit — doleritischer Basalt.

Elanairobi: Nephelinit — Trachydolerit — Leuzitnephelinit.

Embulbul: Trachydolerit — Melilithbasalttuff.

Ololmoti: Limburgit.

Loolmalassin: Trachydolerit.

Olossirwa: Trachydolerit — Nephelinbasanit.

Ngorongoro: Alkali-Trachyt — Augittrachyt — phon. Trachyt — Limburgit.

Lemagrut: Trachydolerit — Nephelinit — neph. Phonolith — Melilithbasalttuffe mit Einschlüssen von Bekinkinit — Limburgit.

Oldeani: Trachydolerit — Limburgit.

Old. Dili (Engotiek): Arfvedsonittrachyt.

Malanja: neph. Phonolith — trach. Phonolith.

SO-Seite des Njarasa-Sees: Alkali-Trachyte.

Analysen jungvulkanischer Gesteine des Kilimandjaro

	I	II	III	IV	V	VI	VII
SiO ₂	53,44	53,12	54,30	55,49	49,69	48,11	47,51
TiO ₂	0,69	0,08	0,80	1,77	2,13	2,50	2,65
ZrO ₂	0,27	0,06	0,48	0,48	0,36	0,27	0,18
Al ₂ O ₃	20,39	21,62	19,71	16,29	17,02	16,41	16,87
Fe ₂ O ₃	4,22	3,46	2,23	4,81	4,28	8,96	4,41
FeO	1,76	1,94	4,21	3,90	7,34	2,60	7,99
MnO	Spur	Spur	—	Spur	—	0,02	Spur
CaO	2,13	2,00	2,08	3,87	6,73	7,96	8,07
MgO	1,12	1,10	1,19	1,86	3,15	3,03	4,27
K ₂ O	5,75	5,11	6,15	4,63	2,73	2,55	3,16
Na ₂ O	8,76	8,16	8,29	5,50	4,67	3,76	3,26
H ₂ O	0,97	2,56	0,32	0,52	1,19	3,10	0,99
SO ₂	0,22	0,28	(S) 0,10	0,34	0,30	0,27	0,25
P ₂ O ₅	0,49	0,46	0,15	0,41	0,65	0,64	0,55
	100,21	99,95	100,01	99,87	100,24	100,16	100,18

- I. Leuzitrhombenporphyr (Kenit) vom Nordost-Kibo, 5000 m Meereshöhe.
 II. Nephelinrhombenporphyr (Tahitit) vom Nordost-Kibo, 3500 m Meereshöhe (Salpeterhöhle).
 III. Trachydoleritisches Glas (glasiger Kenit) vom Nordwest-Kibo, 3300—3700 m Meereshöhe.

Nach FINCKH, Die Rhombenporphyre des Kilimandjaro. Festschrift
 HARRY ROSENBUSCH gewidmet; Stuttgart 1906, S. 373.

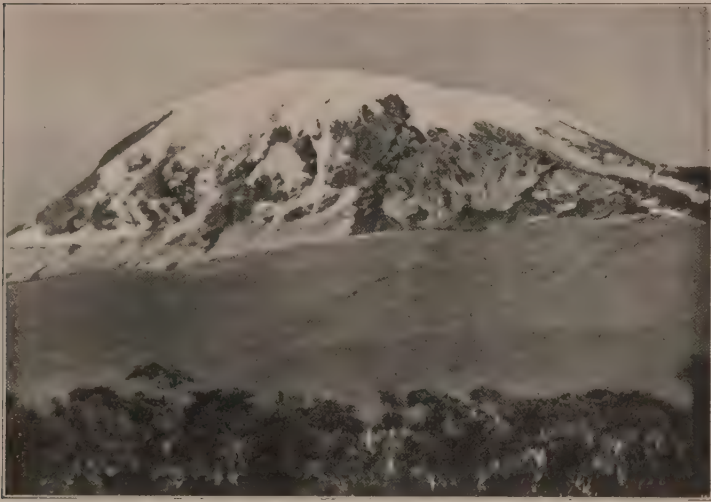
- IV. Natronsyenit (Pulaskit); Geröll in der Songalasschlucht am Ost-Mawensi.
 V. Essexit; Auswürfling? der Rhombozone.
 VI. Basaltoider Trachydolerit (Essexitporphyr) vom Mawensi.
 VII. Trachytoider Trachydolerit (Shoshonit) vom West-Kibo, 4300 m Meereshöhe.

Nach FINCKH, Die Gesteine der Inseln Madeira und Porto Santo. Z. d.
 G. G. 1913, S. 453.

Analysen von Gesteinen aus der Vulkanischen Landschaft am Großen Graben

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
SiO ₂	58,37	70,61	53,98	64,04	54,71	37,53	43,48	53,18	48,47
TiO ₂	0,21	0,15	0,57	—	Spur	1,96	2,52	1,52	2,23
Al ₂ O ₃	16,65	8,59	19,43	8,43	20,29	8,35	12,60	17,65	15,31
Fe ₂ O ₃	4,09	2,52	4,39	5,69	5,44	13,81	9,85	5,52	6,69
FeO	3,03	5,96	2,05	3,79	4,60	5,01	3,53	3,50	6,36
MnO	0,43	0,34	0,26	Spur	Spur	1,02	1,74	Spur	Spur
CaO	1,66	0,61	2,04	0,40	2,10	10,96	11,96	5,53	8,14
MgO	0,37	0,07	1,07	4,71	2,03	5,94	4,11	2,22	3,60
Na ₂ O	7,28	6,77	8,81	6,67	6,42	3,31	3,25	5,64	4,49
K ₂ O	5,46	4,46	5,27	1,58	1,58	1,99	1,74	3,04	1,67
P ₂ O ₅	0,08	—	0,30	Spur	—	—	1,04	0,57	0,52
CO ₂	—	—	0,13	—	—	1,00	—	—	0,26
H ₂ O unter 110°	0,96	0,10	—	3,76	2,01	9,33	4,14	1,62	1,65
H ₂ O über 110°	1,40	—	1,66	—	—	—	—	—	—
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—	0,06	Spur
S	—	—	—	—	—	—	—	0,06	0,14
	99,99	100,18	99,96	100,07	99,17	100,21	98,92	99,91	99,53

- I. Phonolith des Kenia (Basis des Höhnel-Berges). PRIOR S. 239.
 II. Glasiger Soda-Rhyolith vom Naivasha-See. PRIOR S. 246.
 III. Kenit vom Kenia (Teleki-Tal). PRIOR S. 247.
 IV. Pantellerit von Lumbwa (Uganda-Bahn). GOLDSCHLAG S. 588.
 V. Nephelintephrit von Lumbwa (Uganda-Bahn). GOLDSCHLAG S. 591.
 VI. Nephelinit von Karungu (Ostküste des Viktoria-Sees). GOLDSCHLAG S. 593.
 VII. Nephelinbasalt von Fort Ternan (Uganda-Bahn). GOLDSCHLAG S. 596.
 VIII. Basaltoider Trachydolerit (Essexitporphyr), Vulkan Loolmalassin. FINCKH S. 500.
 IX. Basaltoider Trachydolerit (Essexitporphyr), Oldonyo Sambu. FINCKH S. 501.



Der Kibo in Neuschnee, Teleaufnahme von Moschi aus. (Aufnahme UHLIG.)



Zersprungene Blöcke aus Zentralgranit. Ugogo.

VI. Das Grundgebirge und seine Decke

Die ansehnlichste Fläche aller Formationen Ostafrikas beansprucht das Grundgebirge. Britisch-Ostafrika und Uganda, vor allem Deutsch-Ostafrika und Mozambique mit dem Hauptteile ihrer Flächen gehören ihm an. Am Ostrande des Kongobeckens und in Ost-Katanga beginnt jedoch die nachafrizidische Gesteinsreihe kräftig hervorzutreten: das Grundgebirge ist dort nur noch in den tiefen Flußtälern angeschnitten.

Das Grundgebirge bildet das Rückgrat Ostafrikas. GREGORY nannte es „Primitive Mountain Axis of East Africa“. Doch darf mit dieser Bezeichnung nicht die Vorstellung verknüpft werden, als sei dies ostafrikanische Urgebirge eine Besonderheit im ältesten Untergrunde Afrikas, der sich ja mit überraschend gleichartigen Zügen auch in Westafrika wiederfindet, oder als sei die gegenwärtige — jugendliche — Höhenlage dieses Urgebirges mit der zur Zeit seiner Entstehung vergleichbar. —

I. Der östliche Ast des Grundgebirges

Das Grundgebirge beginnt an der Nordgrenze Britisch-Ostafrikas zwischen Mojale und dem Djuba in einer Breite von 140 km. Sein östlicher Ausstrich kreuzt den Tana bei Hameje und den Sabaki, wo ihm am Second Stockade Perm angelagert ist, weiter die Uganda-Bahn westlich von Mackinon Road, in dessen Westen die Anlagerung der untersten Duruma-Gruppe erschlossen ist. Es trägt hier einzelne Inselgebirge, wie Maungu, Ndara, Taita. Von der Küste her hebt sich das Grundgebirge unter Mesozoikum und Karru heraus, allmählich mit leicht gegliederter Oberfläche höher ansteigend bis zum Naivasha-Graben, auf dessen Westflanke es wieder langsam absinkt. Vom Becken des Viktoriasees, in dessen Norden es weit verbreitet ist und in das des Sudans übergeht, steigt es westwärts nochmals an, kulminiert an den hohen Rändern der westlichen Störungszone und verschwindet dann unter den Schichtmassen des Kongobeckens.

Zwischen Rudolf-See und Laua-ja-Mueri wird das kristalline Gebiet von der vulkanischen Landschaft verhüllt. Deren Ost- und Westgrenze ist sehr unregelmäßig, springt bald weit vor, wie am Kenia, wird bald von eindringenden Gneisungen, so am Sugota-See, nach dem Großen Graben zurückgedrängt. Ihre schärfste Einengung aber erfährt sie zwischen Natron- und Magad-See, um südlich davon in der Breite des Kilimandjaro ihre größte Ost-Westausdehnung zu gewinnen. Unter den Gesteinen der Vulkanischen Landschaft stößt das Grundgebirge des öfteren hervor: Sie wurde über seiner hügeligen Oberfläche ausgebreitet.

Verband, sondern tektonisches Nebeneinander: Mehrfach, so am Wami, am Ngerengere sind Brüche zwischen beiden erkannt. Jenseits Uluguru behält der Ostrand des Grundgebirges seine SW-Richtung beharrlich bei. Er folgt etwa dem Oberlaufe des Rufidji-Luwegu und wird betont von der in beider Stromgebiet liegenden Platte von Sandsteinen mit verkieselten Baumstämmen, die in Ungoni sich bis auf 120 km dem

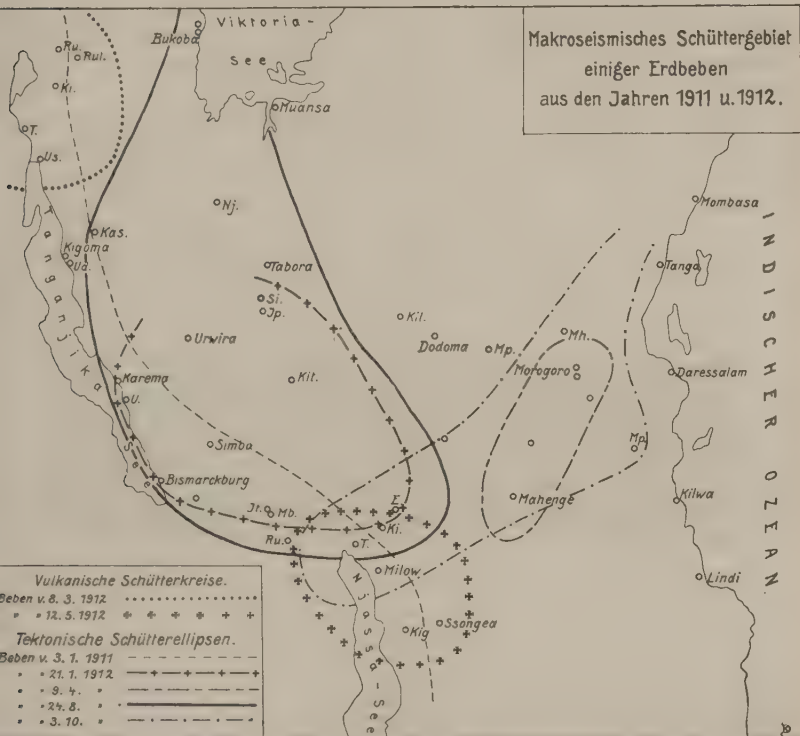


Fig. 70. Makroseismisches Schüttergebiet einiger Erdbeben in Deutsch-Ostafrika aus den Jahren 1911 und 1912. (Nach KRENKEL.) Maßstab 1:12 Mill.

Njassa-See nähert. Am Rovuma biegt er scharf nach der Küste zurück, in deren Nachbarschaft er in Mozambique zunächst verbleibt. Doch sieht das Grundgebirge nördlich des Rovuma bis zum Matandu unter seiner mesozoischen Decke als „Inselbergplatte“ kräftig hervor.

Usambara-Pare, die Massai-Steppe und ihre Umrahmung, der Rand des inneren Hochlandes, die jenem vorgelagerten Gebirge Uluguru und Upogoro wie das niedere Usagara sind kristalliner Boden.

Pare-Usambara entragen mit prallen Felswänden dem flachen Steppenumlande. Verdanken diese scharf umschnittenen Hochklötze der Denudation, oder tektonischen Vorgängen ihrer Entstehung? Letztere hatten die Oberhand. Erdbeben deuten auf gegenwärtige Bewegungen hin. NW streichende Biotit- und Hornblendegneise, oft mit Granaten bis zu 10 cm Durchmesser, Granatglimmerschiefer herrschen. Dazu gesellen sich Sillimanitgneise, Granulite und KOERT fand bei Amani Graphit- und Geröllgneise. Helle und dunkle Gänge, oft gepreßt, sind verbreitet neben Pegmatiten mit großen Muskovittafeln. Bei Mombo wölbt ein junger Granit die Gneise nach Range empor; ähnliches ist in Uluguru zu beobachten.

Die Massai-Steppe, eine kaum zertalte, von großen Inselbergen, so dem Lerodiena, Lukutu, Lolkissale (2100 m), Sambu eindrucksvoll



Fig. 71. Der Inselberg Oldonjo Sambu (1175 m) in der Massai-Steppe.
(Aufnahme OBST.)

überragte Rumpfplatte, besteht aus sehr innig mit granitischem Magma untermischten Gneisen. Das Streichen der Gneise wechselt stark. Lang aushaltende OW-streichende Zonen stellen sich ein. In den gebirgigen Randlandschaften der Massai-Steppe, so besonders in Burungi, in NW-Irangi, bei Mpapua sind mächtige, sehr vielgestaltige Serien kristalliner Schiefer erschlossen, die zu großen Teilen ähnlich der Turokaserie am Magad-See Paragneise sind. Im Norden wird die Massai-Steppe von den, mit ihrer Last sie abbiegenden Gesteinen der Vulkanischen Landschaft überdeckt: Einzelne ihrer Ausläufer dringen bis in sie vor, so der Ufiomi-Vulkan, die Basalte am Panganitale. In ihren Niederungen sind Steppenkalke mit Landmollusken verbreitet, vielleicht in echten Kalkpfannen entstanden. Am Minjonjo entdeckte RECK eine diluviale Säugerfauna mit *Elephas*.

Das Ulugurugebirge erhebt sich schroff aus der östlichen Ruvu-Niederung und über dem Mkattagraben in seinem Westen, der es vom Hochlandrande trennt. In beiden ist die Glossopteris- und flözführende Karru verbreitet, wie in seinem Süden im Gebiete des Ruaha-Rufidji, wo sie bei Kidodi am Ruhembe eine reiche Fauna von Süßwassermuscheln enthält. Dem bis 2700 m ansteigenden Kerne des prachtvollen Gebirges sind in 400 m Höhe flache Vorgebirge im Osten und Süden angelegt, Reste einer alten Landfläche, aus der der stärker emporgetragene Kern modelliert wurde. Die gefalteten, um NS streichenden kristallinen Schiefer sind sehr abwechslungsreich. Biotit- und Hornblendegneise herrschen. Nach Osten stellen sich Graphitgneise ein und kristalline Kalke, die am Ruvu Schrattenbildung zeigen. Eine ältere Serie von Schiefen und granitisch-körnigen Gesteinen wird von einer jüngeren Masse von Graniten und verwandten Gesteinen durchdrungen. Von letzterer stammen die bis 20 m mächtigen Pegmatite, die neben großen Muskovittafeln Pechblende in gut ausgebildeten Kristallen enthalten.

Über Uhehe-Ungoni hinweg schließt sich der Ostarm des Grundgebirges am Njassa-Graben an den westlichen an. —

2. Das Gebiet des Zentralgranits

Zwischen dem 1. und 7.^o 30 s. B., dem 31. und 35.^o 30 ö. L. ungefähr wird das Innere Ostafrikas vom Zentralgranit eingenommen. Weitwellige, schärferer Akzente entbehrende Landschaften — wie Unjamwesi-Usukuma, Turu-Ugogo — ermüden durch die Eintönigkeit ihrer prallwandig abgeschuppten, oben verrundeten Kuppen, die Regelmäßigkeit seiner Absonderungsmassen. Von breiten sandigen Tälern geöffnete Berghaufen, die schon selten sind, von Blöcken gekrönte Rücken, Inselberge in allen Größenabstufungen, Blockmeere, einsame Felsnadeln zeigen den Vernichtungsweg des seines Daches sehr tief hinab beraubten breitfußigen Batholithen. DANTZ bezeichnete sein Gestein als Gneis. Doch ist es normaler Biotitgranit, der streckenweise leicht gepreßt ist, aber nach Westen zu, so am Malagarassi, in breiter Zone in Gneisgranit übergeht. An seinem Ostrande dagegen, im Ugogo-Grenzgebirge und in Irangi, ist eine innige Mischzone von Granit und kristallinen Schiefen prachtvoll erschlossen: Es ist der Zentralgranit jünger als diese, in die er gegen Ende der archaischen Faltung intrudiert wurde. Sehr langsam schießt die Oberschale des Granits unter seine Haube ein. Umflossene Schollen anderer Gesteine, so von Biotitgneisen, mehrten sich in den Randteilen.

Tektonische Spaltflächen halten sehr konstante, mit den Hauptbruchsystemen Ostafrikas übereinstimmende Richtungen ein. An sie

gebunden sind Züge von Reibungsbrekzien und schieferähnlichen Zermalmungsmassen.

Im Süden des Viktoria-Sees ruhen über dem Zentralgranit lange, meist OW-streichende Züge von algonkischen Eisenquarzitschiefern.

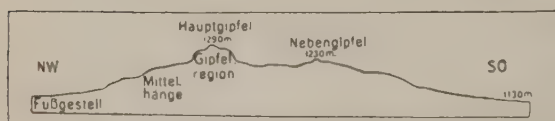
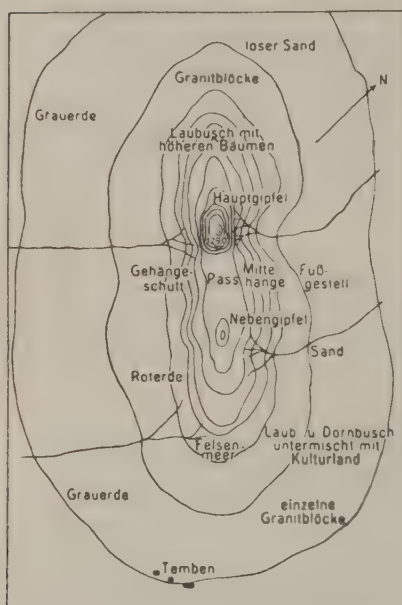


Fig. 72. Der Inselberg Mlimua in Ugogo, Deutsch-Ostafrika. Maßstab ca. 1:25 000. Formenlinien im Abstände von ungefähr 15 m.

(Nach KRENKEL.)

Darunter: Längsprofil im gleichen Maßstab der Höhe und Länge.

Schwer und in anderen Formen verwitternd, erheben sie sich als Härtlinge steil über jenen. Ihre Schichten, denen sich auch Diabase, Quarzite, manchmal Phyllite zugesellen, sind stark gefaltet und sollen von Brüchen umgrenzt sein. DANTZ fand solche Komplexe in Msalala, Usindja, Usambiro. Gleiche Gesteinsgruppen durchziehen den Osten des Sees, besonders das reichlich in Schollen zerlegte Ikoma-Bergland.

In Ikoma sind mit Quarzdioriten Goldquarzgänge verknüpft. Granit und Schiefer werden in seinem südlichen Teile von flachlagernden Quarziten überdeckt, die zu Tafelbergen zerschnitten sind.

Im Irambaplateau über der Senke der Wembäresteppe, die nach VAGELER mit dem Viktoria in Verbindung gestanden haben soll, durchdringt ein jüngerer, von Fleck- und Knotenschiefern ummantelter

Granit den Zentralgranit. In einer abgesunkenen Scholle des Irambadorits baute die ertragreichste Goldgrube Ostafrikas, Sekenke, goldhaltige Quarzgänge ab. Sandsteine mit gold-

führenden Konglomeraten an der Wembäresteppe, der echten Fortsetzung des Naivasha-Grabens, sind unbekannten Alters. Konglomerate verschiedener Zusammensetzung sind übrigens verschiedenfach über dem Zentralgranit festgestellt.

Der Viktoria-See, die „Quelle“ des Nils, wurde 1858 von SPEKE entdeckt („The Nile is settled“). Er liegt in 1140 m Meereshöhe inmitten

des Unjamwesi-Uganda-Beckens. Sein Südufer wird durch tief landeinziehende Golfe gegliedert: den Emin Pascha- und Muansa-Golf, ertrunkene Täler, und den Speke-Golf, dessen Nordrand wohl Brüchen folgt. Der landschaftlich im Gegensatz zu den von Steilmauern umschlossenen Grabenseen wenig, am ehesten durch seine meergleiche

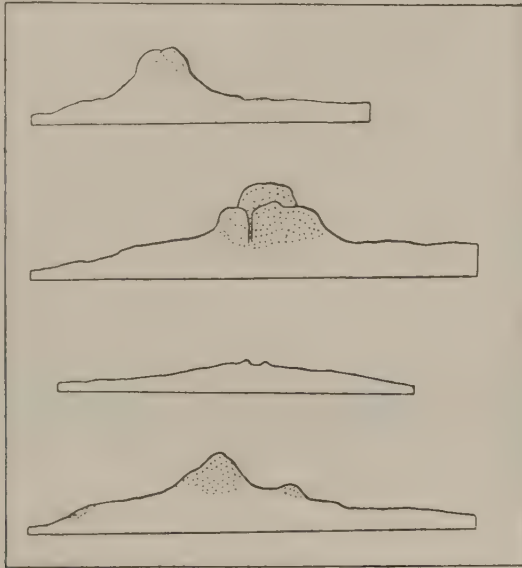


Fig. 73. Verschiedene Formen von Inselbergen in Ugogo, Deutsch-Ostafrika.
(Nach KRENKEL.)

- Von oben nach unten: 1. Inselberg aus Biotitgranit mit steilen Mittelhängen und niedriger Gipfelregion;
2. Inselberg aus hellgrauem Biotitgranit mit links sanft geböschtem, rechts steilerem Mittelgehänge und tief herabreichender massiger Gipfelregion;
3. Inselberg aus Biotitgranit, bereits stark erniedrigt; am Gipfel nur einzelne isolierte Granitblöcke;
4. Inselberg aus plattigem Gneissgranit mit hornartigem Gipfel; Mittelhänge stufenartig ansteigend.

Weiß: Verwitterungsmantel aus Grau- und Roterden des Fußgestells.

Punktiert: Anstehendes Gestein.

Wasserfläche eindrucksvolle See bedeckt 66 500 qkm und hat eine Durchschnittstiefe von 75 m. Sein flaches Wasserbecken ist eine natürliche Bodendelle. Doch haben Brüche Teile ihres Untergrundes versenkt: so begleiten tektonische und seismische Linien das Ost- und Westufer. Von einem Kesselbruche kann aber nicht gesprochen werden.

Die Uferlandschaften bestehen im Süden und Südosten aus malerisch verwitterndem Zentralgranit. Am Kavirondo-Golfe türmt sich über



Fig. 74. Der Vulkan Gwasi (1945 m) am Ostufer des Viktoria-Sees. (Nach KRENKEL, gezeichnet 1908.)

ihm und Gneisen die Vulkangruppe des Gwasi und seiner Trabanten auf. Lavaströme aus jenem begruben bei Karungu miozäne terrestrische, *Dinotherium Hobleyi* führende und lakustrine Schichten. Letztere bildeten sich, als der See 100 m höher als heute stand. Bei Homa entdeckte OSWALD diluviale Säugerreste (*Elephas* sp.). Zu beiden Seiten des Golfes breiten sich Hochländer algonkischer Schichten aus: Nandi und Kisii. Die hellen mächtigen Kisii-Quarzite der Karagwe-Serie ruhen horizontal mit hoher Steilmauer über Kristallinem und Dolerit; dieser soll sie beim Aufdringen leicht emporgewölbt haben. — Das inselreiche Nordufer besteht aus kristallinen Schiefern und aus der Karagwe-Serie. Sein zerlappter Umriß macht den Eindruck einer untertauchenden Küste. Absenkende Bewegungen wurden auch bei Entebbe gemessen. Der Ausfluß des Viktoria durch den Viktoria-Nil zum Kioga- und Albert-See über die — granitene? — Ripon- und die Murchison-Fälle ist sehr jung. Bevor der Viktoria-See zum Weißen Nil abfloß, entwässerte er vielleicht zum Rudolf-See oder, wie HOBLEY meint, durch das Rusi-Tal zum Sobat bei Nasser. — Am Westufer herrscht die Karagwe-Gruppe vor. Die geradlinige Küste südwärts des Kagera bricht steil zum Wasser ab. Die ihr vorgelagerten Inseln entsteigen einem horstartigen Streifen. Über die Tektonik dieses Gebietes wird gleich zu sprechen sein.

3. Der westliche Ast des Grundgebirges

Wechselvollere Bilder als im östlichen, entfalten sich im westlichen Aste des Grundgebirges. Wird es doch in ihm viel reichlicher von, oft sehr umfangreichen

Massen jüngerer Gesteine überlagert. Die westliche Störungszone drückt ihm ihren Stempel aufs schärfste auf. Wir beginnen in seinem Norden.

a) Uganda und Zwischenseen-Gebiet

Ugandas Untergrund bilden gefaltete archaische Schiefer. Bei Dufilé und den Nil abwärts bis Lado sind Mikroklingneise, Glimmerschiefer, Quarzite mit wechselndem, NO-, NS- und NW-Streichen bekannt.

Über die Seen Albert und Eduard wurde bei Schilderung der westlichen Störungszone gesprochen.

Kristallin, nicht vulkanisch ist das Hochgebirge des Ruwensori. Steil hebt es sich am Ostrande der westlichen Störungszone über 5000 m empor, im Westen das Grabental des Semliki, im Osten den Georg-See und Toru. Wäre es ein Horst zwischen Grabenschollen, so müßte ganz Afrika an ihm abgesunken sein. Es ist im Gegenteil eine hochgetragene Scholle. Sie erbaut sich aus Gneisen und Glimmerschiefern, darüber in den Hochgipfeln aus verschiedenen Grüngesteinen: Diorit, Diabas, Amphibolitschiefern. Der Ruwensori ist stark vergletschert:



Fig. 75. Der Ruwensori von der Stairrspitze des Ludwig von Savoyen. Links Tiefe des Semlikitales, rechts Abhänge gegen Fort Portal. (Aufnahme Herzog der Abbruzzen.)

aus Eiskappen dringen Gletscherzungen in die steilen Täler um 300 m über die in 4500 m liegende Grenze des ewigen Schnee vor. Seiten- und Endmoränen sind schwächlich entwickelt. ELLIOT und GREGORY, der Herzog der Abruzzzen erkannten die ausgedehntere diluviale Vereisung: im Mobuku-Tale steigen Moränen bis auf 1500 m MH hinab, tiefer als an Kilimandjaro und Kenia. — Bei Fort Portal erheben sich in einer NS-Reihe phonolithische Tuffkrater über Brüchen der westlichen Störungszone; Thermen begleiten sie. In die Fortsetzung dieser Brüche mögen die Nephelinite und Ankaratrite zwischen Katwe und Chukaronga gehören. —

Diskordant über dem Grundgebirge breitet sich, besonders in Ankole und von da in das „Zwischenseengebiet“ zwischen Viktoria und Kiwu — nach Karagwe, Ruanda — vorgreifend die Karagwe-Gruppe mit ihren Quarziten und Tonschiefern. HERRMANN sieht in letzterem, was von HANS MEYER bestätigt wird, eine Bruchschollenlandschaft. Er unterschied die Viktoria-See-Scholle, überkleidet vom See, erkennbar in einzelnen Inseln wie Bumbide, den Viktoria-Graben, die Kisiba-Scholle, den Ngano-Graben, die — in sich zerbrochene — Ihangiro-Scholle, den

Muischa-Graben, die — wieder in sich zerstückelte — Karagwe-Scholle, den Karagwe-Graben, schließlich die große Ruanda-Scholle und den Zentralafrikanischen Graben. Diese Schollen streichen NNO/SSW; ihre Schichten fallen westlich, und in gleicher Richtung immer steiler ein. — Im ganzen mag so der Charakter der Bodenplastik des eintönigen, aus einer alten Rumpffläche ausgeschnittenen Gebietes gekennzeichnet sein. Doch ist die tektonische Gliederung viel weitgehender. Die Schichten neigen sich nicht nur nach Westen, sondern auch nach Osten. Sie stehen streifenweise sehr steil, ja sie sind überkippt. Es fragt sich, ob hier nicht eher ein großwelliger, durch die starren Quarzite verdeckter, später aber zerbrochener Faltenbau vorliegt, als eine ursprüngliche Bruchschollentektonik.

Nach Süden, nach Urundi zu, wird die Karagwe-Serie von den Tanganjika-Schichten überlagert, die sich über das Knie des Malagarassi bis zum mittleren Tanganjika verfolgen lassen. Am 30.° ö. L. aber endet das „Tonschieferplateau“, dessen alte Unterlage hin und wieder zutage tritt, an einer energischen Steilstufe, mit der sich das kristalline Grundgebirge Ruandas heraushebt. Dieses hält, in kurze Höhen und Stöcke zerlegt, und bis auf 3000 m ansteigend, bis zum Rande des Kiwu-Tanganjika-Grabens aus, setzt dessen Boden und Westrand zusammen, und flankiert dann mit Gneisen und Schichten der Kinga-Serie große Strecken zu beiden Seiten des Tanganjika-Grabens.

b) Die Virunga-Vulkane

Aus der Sohle des Grabens steigen nördlich des buchtenreichen Kiwu-Sees — der mit Eduard- und Albert-See ein einheitliches Seebecken erfüllt haben soll (!) — die Virunga-Vulkane an. Halbkreisförmig weicht der östliche Grabenrand hinter ihnen zurück. Drei Gruppen wurden in ihnen geschieden. Die Ostgruppe enthält den regelmäßigen Kegel des Muhawura (4110 m), den Mfumbiro Spekes und Stanleys, den Mghinga (3485 m) mit zwei Explosionsschlöten, die schroffe Quellkuppe des von steilen Schluchten tief ins Innere zerrissenen Ssabinjo (3704 m). Die Mittelgruppe umfaßt den Wissoke (3814 m), den Lavavulkan Mikeno (4380 m) und den Karissimbi (4500 m), der die äquatoriale Firngrenze Afrikas fast erreicht und öfter am Gipfel Schnee zeigt. Riesige Lavaströme gingen von ihm aus. In seiner Ostflanke sitzt der moorerfüllte Branca-Krater. Endlich in der allein noch tätigen Westgruppe stehen Namlagira (2960 m) und Niragongo (3391 m) mit parasitären Kratern. Mit dem mächtigen Bau ihrer stumpfen Kegel beherrschen sie das Nordufer des Kiwu. Der Graf Götzen-Krater des Niragongo ist 155 m tief bei einem Durchmesser von 1250 m. In ihm sind zwei fast kreisrunde Schlöte von 459 und 336 m Durchmesser ausgesprengt. Namlagira ent-

Analysen von Gesteinen der Virunga-Vulkane

Ostafrika

263

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
SiO ₂	58,89	51,00	48,05	43,79	39,50	39,98	39,59	43,72	46,71	44,82
TiO ₂	0,58	2,11	2,96	1,49	1,88	5,42	2,45	3,66	1,74	0,82
Al ₂ O ₃	17,61	18,50	13,42	14,65	21,58	12,47	17,33	13,85	12,46	18,11
Fe ₂ O ₃	2,44	3,10	3,54	11,78	3,22	7,06	2,53	5,26	3,00	7,34
FeO	3,47	5,99	7,68	7,65	6,10	6,43	8,19	7,61	9,03	3,63
CaO	2,11	6,32	9,05	10,16	8,60	11,85	9,79	9,76	11,61	10,61
MgO	0,65	2,56	6,41	—	2,61	6,59	3,15	5,64	9,56	2,92
MnO	—	—	—	0,42	—	—	—	—	—	0,24
K ₂ O	7,68	4,69	3,85	2,65	8,13	3,80	7,63	4,77	1,06	4,30
Na ₂ O	4,57	3,86	3,06	2,53	7,19	1,70	6,70	4,11	3,20	5,65
H ₂ O	1,80	1,25	1,55	—	0,42	3,71	0,43	0,81	1,11	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	0,68	—	—	—
SO ₂	Spur	0,16	0,12	0,05	0,05	0,14	0,07	0,18	0,05	0,07
S	—	—	—	—	0,18	—	0,08	—	—	—
P ₂ O ₅	0,11	0,62	0,58	0,79	0,20	0,73	1,10	0,76	0,88	0,78
Cl	—	—	—	0,03	—	—	—	—	Spur	—
CuO	—	—	—	Spur	—	—	—	—	—	0,08
Glühverlust	—	—	—	0,88	—	—	—	—	—	—
	100,09	100,16	100,27	99,86	99,66	99,88	99,72	100,13	99,76	99,51 ¹⁾

¹⁾ Spuren von Li₂O.

- I. Trachyt des Lussambo-Rückens, SO des Karissimbi. (FINCKH, a. a. O. S. 4.)
 II. Trachydolerit (leuzitführender Shoshonit), Karissimbi. (FINCKH, S. 11.)
 III. Leuzitbasanit (Kivit), Muhawura. (FINCKH, S. 18.)
 IV. Leuzittheralith (leuzitführender Kentallenit), Namlagira. (FINCKH, S. 19.)
 V. Leuzitnephelinit des Nirangongo. (FINCKH, S. 25.)
 VI. Leuzitit des Wissoke. (FINCKH, S. 30.)
 VII. Leuzitjolith des Nirangongo. (FINCKH, S. 28.)
 VIII. Leuzitbasalt (Olivinleuzit) des Mikeno. (FINCKH, S. 34.)
 IX. Limburgit, Adolf Friedrich-Kegel. (FINCKH, S. 22.)
 X. Melilitnephelinit des Ngomakraters. (FINCKH, S. 26.)

faltet lebhaft Tätigkeit: er fördert mächtige Aschenmassen, dagegen keine Laven. Seine Eruptionssäule erreicht bedeutende Höhe und riesigen Umfang. Der 1912 geborene Parasit Katerusi floß zum Kiwu ab, dessen Wasser ins Kochen geriet und um 65 cm stieg. Sein Ausbruch war mit vielen Erdbeben verbunden. Einschlüsse der Kivite des Namlagira werden gebildet aus körnigen leuzitführenden Kentalleniten; ähnlich umschließen die Leuzitnephelinite des Niragongo Leuzitjolithe.

Die Eruptionsfolge der Virunga ist nach FINCKH diese: ein monzonitisches Magma lieferte die ältesten trachyandesitischen und andesitischen Ergüsse. Gegen Ende dieser Periode wurden Trachyte und Trachydolerite extrudiert. Noch ehe der monzonitische Herd erschöpft war, begannen bereits Ergüsse des jüngeren theralithischen, in dessen Extrusionen sich noch keine Folge erkennen läßt.

Unter den Gesteinen der Virunga lassen sich zwei Serien unterscheiden: die eine, weniger verbreitete mit Natronvormacht, die andere, weit vorwiegende und viel charakteristischere mit Kalivormacht. Im ganzen ist diese Region ausgezeichnet durch die Fülle spezieller Typen leuzitischer Laven, die reich sind an Natron — ähnlich denen der Eifel, und besonders des Laacher Sees. Sie werden begleitet von Laven mit höherem Natron- als Kaligehalt. Diese stellen die magmatische Verbindung mit den vulkanischen Zentren der übrigen Grabengebiete, wie mit anderen Vulkanregionen Ostafrikas her.

Räumlich sind die Gesteine der Virunga so verteilt:

Westgruppe: Muhawura } Trachydolerit, Leuzitbasanit, Kivit, Basalt,
Mgahinga }
Ssabinjo: Trachyandesit, Trachyt.

Mittelgruppe: Wissoke: Leuzitit, Leuzitbasalt.

Karissimbi: Trachydolerit am Gipfel; Trachyt an den Plateaukratern, im Süden; am Fuße und in der Umgebung trachydoleritischer Leuzitbasanit, basaltischer Trachydolerit, Leuzitbasanit, leuzitführender Shoshonit; Rubajohügel: Melilithleuzitit.

Mikeno: Trachyandesit, Leuzitit, Leuzitbasalt, Leuzitbasanit, Trachydolerit.

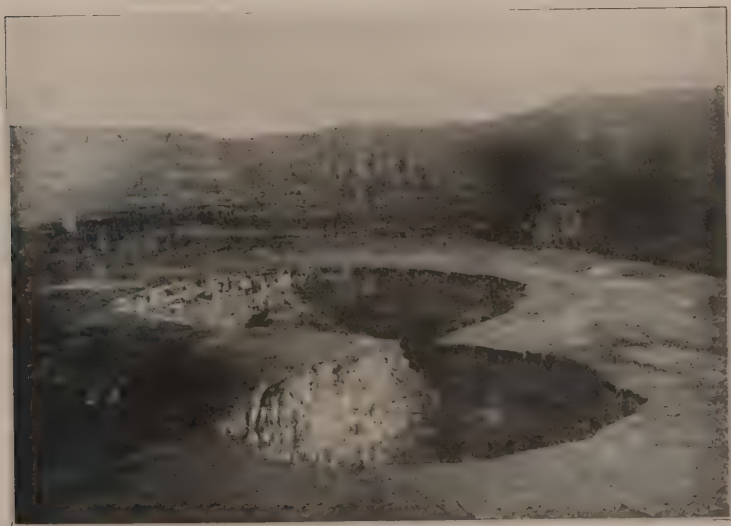
Ostgruppe: Namlagira: Leuzitbasanit, leuzitführender Kentallenit, Kivit; Adolf-Friedrich-Kegel: Limburgit; Kanamaharage: Leuzitbasanit; Katerusi: Leuzitit.

Niragongo: Leuzitnephelinit, Leuzitit, Nephelinleuzitit, Leuzitjolith.

Am Kiwu-See: Leuzitbasanit, Limburgit, Leuzitnephelinit, Melilithbasalt, Basanitoid. Bei Kissenji: Leuzitit, Limburgit. Insel Mugamba: doleritischer Basalt.



Ausbruch des Namlagira (Westgruppe der Virunga-Vulkane) am 17. November 1907.
(Aufnahme KIRSCHSTEIN.)



Der Krater des Niragongo (Westgruppe der Virunga-Vulkane) mit den beiden
Schlöten. November 1907.

c) Gebiet des Tanganjika-Sees

In das Grundgebirge am Tanganjika-Graben, das bei Rungwe von einem diskordanten Granitstock durchschlagen wird, ist zu beiden Seiten des Malagarassi die Platte der Tanganjika-Schichten versenkt: Sandsteine, Tonschiefer, Kalke, Hornsteinkalke, die nach Osten zu über den Zentralgranit, nach NO aber diskordant über die Karagwe-Gruppe übergreifen. Sie wird von Diabasen durchschlagen, die in Uha als ausgedehnte Mandelsteindecke auftreten. Die Tanganjika-Schichten liegen fast horizontal und sind wenig gestört. Erst nahe dem Tanganjika-Graben werden sie heftig als Staffeln zum Grabentief abgesenkt, ja streckenweise zu Falten gestaucht. Sie bilden weite Plateaus, denen kleine Tafelberge aufgesetzt sind. Der Malagarassi hat sich in sie ein enges Cañon zum See gebrochen. Seine Fälle legen sich durch die Bildung von Tausenden von Strudelöchern rückwärts. — Gleichartige Schichten umgeben das Südende des Sees, so bei Bismarckburg. —

Den Ausfluß des Sees, den Lukuga, begleitet kohlenführende Karru, z. T. in der Sohle eines OW-Grabens erhalten. Diese Ekka-Schichten bergen Reste der *Glossop-teris*-Flora. Ihre Kohlen werden abgebaut. In nächster Nähe des Lukuga-Tales und des Tanganjika ist in dem schmalen Lubumba-Graben, der parallel dem Tanganjika-Graben verläuft, wiederum die Karru mit kohlenführenden Schiefer abgesunken.

Nördlich des Lukuga bestehen die langgestreckten Rücken des Manjoema-Gebirges aus gefalteten, nordöstlich streichenden Kinga-Schichten, denen sich nach dem Lualaba zu die Lualaba-Schichten des Kongobeckens überlegen.

Südlich des Lukuga zeigen die Uferlandschaften des Tanganjika archaische Gesteine und Granite, darüber im Gebiete des Lufuko in Masseba die Tafelberge der Kundelungu-Schichten. Diese ziehen sich südöstlich nach Katanga hinein und umgeben den Moëro-See, eine tektonische Depression. In Marungu, einer bis 2700 m ansteigenden, in Schollen zerlegten, steil zum See abfallenden Hochfläche, liegen zwei algonkische Porphyridecken übereinander. Sie kehren auch am Ostufer des Sees in Ufipa wieder. Ihnen in Marungu auflagernde mächtige

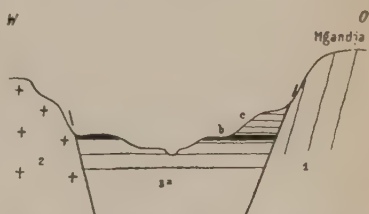


Fig. 76. Profil durch den südlichen Lubumba-Graben. (Nach BEHREND.)

1 = kristalline Schiefer

2 = Granit

3 = Karru { 3a = bunte Sandsteine
3b = kohleföhr. Schiefer
3c = Arkosen.

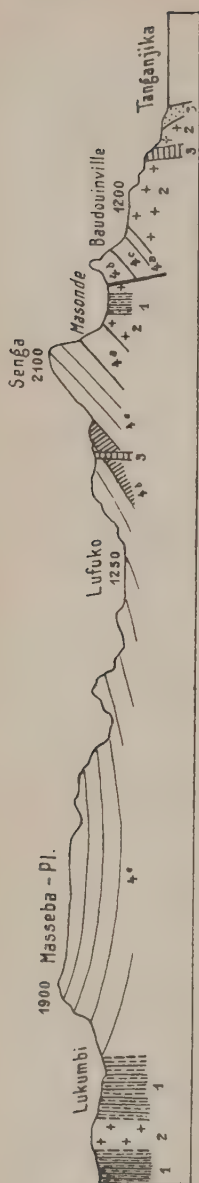


Fig. 77. Der Westabbruch des Tanganyika-Grabens vom Masaba-Plateau über das Lufuko-Tal bis Bandoiville.
(Nach BEHREND.)

1 = kristalline Schiefer, 2 = Granit, 3 = Ganggesteine, 4 = Kundelungu-System BEHRENDs, 4a = Basiskonglomerate, 4b = Kalke, 4c = Sandsteine, Tonschiefer, 5 = Alluvium.

Konglomerate sind bei Moliro 400 m tief an den Grabenbrüchen abgesunken. Die Porphyre ruhen Biotitgranit auf und tragen Sandsteintafelberge. —

Das Ostufer des Sees säumen hin und wieder quartäre Konglomerate. Sie halten zwei Hauptlagen ein: eine untere bis 8, eine obere bis 20 m über den Seespiegel ansteigende. Bei Udjidji reicht ein leise disloziertes Quarzitkonglomerat bis 17 m, ein jüngerer, ihm diskordant und horizontal angelagertes nur bis 6 m über jenen. In mehrfach gestaffelten Strandterrassen bei Karema fanden sich Reste von Schnecken und Muscheln der rezenten Seefauna. In keiner Seeablagerung aber ist bisher eine sicher pliozäne Fauna gefunden worden.

Die fortschreitende Tieferlegung des Wasserspiegels des Sees — ähnlich der des Njassas — ist nur zum kleinsten Teile durch Abflußverhältnisse, zum größten durch tektonische Vertiefung der Seewanne zu erklären. Spiegelschwankungen, die durch die wechselnd hohe Wasserzufuhr aus dem Seeumland während des Quartärs und die veränderte Abflußmöglichkeit des Sees durch das Lukugatal hervorgehen, überkreuzen sich immerhin mit solchen, die durch tektonische Vorgänge — wie tieferes Einsinken oder randliches Niederbrechen von Grabenschollen — veranlaßt wurden. Das Ausmaß dieses Wechselspiels könnte nur durch genaue geologische und topographische Untersuchungen erhellt werden.

Über rezente Veränderungen in Wasserstand und Abfluß steht folgendes fest. BURTON und SPEKE fanden 1858 den See im Steigen, ebenso LIVINGSTONE Ende der sechziger Jahre. Als CAMERON

1874 den Lukuga entdeckte, hatte der Tanganyika kaum einen Abfluß; 1876 dagegen, als ihn STANLEY besuchte, entwässerte er durch eine seichte Rinne in diesem Tale. 1879 sahen HORE und THOMSON hier schon

einen stattlichen Bach, WISSMANN 1883 einen 145 m breiten Strom. 1898 berichtete MOORE nur von einem unbedeutenden Ausflusse. Seit 1911 zeigen fortlaufende Beobachtungen einen ständigen Abfluß an.

Das breite und tiefe Lukugatal ist nicht durch den heute in ihm fließenden Strom geschaffen worden. Es ist ja ein Grabental, älter als der Tanganjikagraben. Es ist nicht unwahrscheinlich, daß der Lukuga-Graben vor der Bildung desjenigen des Tanganjika einen, das Zentralplateau Ostafrikas entwässernden großen Strom, vielleicht den Unterlauf des heute gekappten Malagarassi, aufnahm und zum Kongo führte. Dieser gestaltete den Lukuga-Graben erosiv um — ältere, 30 m höhere Erosionsmarken z. B. beobachtete WISSMANN — und ließ seine Absätze in ihm zurück. Als nun der Tanganjika-Graben im Quartär eine gewisse Tiefe erreicht hatte, fing er die von Osten kommenden Gewässer in der Grabenwanne ab, und beraubte das obere Lukugatal zeitweilig seiner Wasserführung.

Schon STANLEY nahm übrigens an, daß an Stelle des heutigen Tanganjika einst zwei, durch eine Schwelle — die durch Lotungen nun auch nachgewiesene, bis auf 136 m ansteigende Kungwe-Schwelle — getrennte Seen bestanden. Der südliche höhere floß nach ihm zunächst durch das Lukuga-Tal ab. Nachdem die trennende Schwelle stärker abgesunken war, bildeten beide Seen einen einzigen, der in so tiefem Niveau stand, daß sein Abfluß durch das Lukugatal vorerst aufgehoben war.

Es ist sehr wohl möglich, daß einst zwei Seen den Tanganjika-Graben erfüllten. Die Frage, ob ein Urmalagarassi, oder ein Strom aus dem südlichen See das Lukugatal als Wasserweg benutzte, wird die Herkunft der Gerölle aus den fluviatilen Sedimenten in jenem zeigen.

Ein „Tanganjika-Problem“ sah MOORE in der Frage nach dem Ursprunge der „halolimnischen“, durch zahlreiche Schnecken, einzelne Krustazeen, Muscheln, Bryozoen, Schwämme, Protozoen, eine kraspedote Meduse und durch Algen vertretenen Lebewelt des Sees¹⁾. Die Fauna weicht durch ihre marinen Züge — so reiche Verzierung der Schalen — von der normalen Süßwasserfauna in ihm wie in den afrikanischen Gewässern ab. MOORE möchte bei den Schnecken Anklänge an altjurasische Formen erkennen, und deshalb den Tanganjika im Jura vom Meere her besiedelt sein lassen, und zwar über das Kongo-Becken her.

CORNET stellt das marine Gepräge der Fauna in Abrede. STROMER sieht in ihm Konvergenzerscheinungen. HUDLESTON hält einen marinen Ursprung der altertümlichen Fauna für möglich, doch brauche er nicht

¹⁾ Aus der reichen Literatur seien genannt: CH. GRAVIER, La Méduse du Tanganjika et du Victoria Nyanza; sa dispersion en Afrique. Bull. Mus. d'Hist. Nat., Paris 1907, S. 218. — E. L. BOUVIER, Sur les caractères, les affinités et les origines de la faune atyienne du Lac Tanganjica. 9. Congr. Internat. de Zool., Monaco 1913, S. 572.

jurasisch zu sein; vielleicht böte der Nordrand des Kongo- zum Schari-Becken einen Weg zur Lösung des Problems. — Die dritte Tanganjika-Expedition unter CUNNINGTON brachte keine endgültige Lösung der offenen Fragen. Diese werden sich auch durch tiergeographische Betrachtungen nicht klären, sondern nur durch die, noch unzureichenden geologischen Tatsachen.

d) Rukwa-Gebiet und Konde-Vulkane

Die Ränder des Rukwa-Grabens sind kristallin mit eingefalteten Kinga-Schichten. Im Nordteile des Grabens liegen eingebrochene Karru-Schichten mit Kohlen. Dessen Mitte füllen mächtige junge Konglomerate und die mergeligen, an seinem Rande mit Salzen bedeckten Absätze des eintrocknenden Rukwa-Sees, dessen Wasser früher dem Tanganjika zufließ.

Für einen früheren höheren Stand des Rukwa-Sees zeugt ein von BEHREND beobachtetes Profil von Galula am Ssongwe, südlich des Sees im kleinen „Usafua-Graben“. Unter 1. Steppenlehm mit Gneisgeröllern, 2. gelbem Bimssteinsand, 3. sehr feinem Bimssteintuff — insgesamt 3,5 bis 4 m mächtig — folgt grober Quarzsand mit Schnecken- und Muschelschalen, Bimsstein- und Gneisbrocken, darunter wieder Bimssteinsand. Die Mollusken gehören heute noch im See lebenden Arten an. Ihr Erhaltungszustand bezeugt ihr Leben am Fundorte. Die sie bergenden Schichten liegen 150 m über dem Rukwa-See.

Die Zahl der Thermen und Säuerlinge des Rukwa-Grabens ist groß. An den Gräfin Bose-Thermen am Rukwa-Ssongwe setzten sich prachtvolle Sinterbecken ab.

Im Süden des Rukwa-Grabens sind vom Unjika-Malila-Plateau Biotit- und Zweiglimmergneise, und diesen wohl diskordant aufgelagerte Eisenquarzitschiefer bekannt.

Wo der Rukwa- in den Njassa-Graben umlenkt, sich der Ruaha-Graben abspaltet, erheben sich über zerbrochenem Grunde die erloschenen Vulkane des Konde-Landes. Durch die Gabelung von Ruaha- und Rukwa-Graben ist die Gliederung dieses Vulkangebietes bestimmt: einem südlichen Hauptstamme sind zwei, jenen Grabenzügen eingefügte Äste aufgesetzt, zwischen die von Norden her das kristalline Mbeja-Massiv keilartig vordringt. Der Südstamm wird von seinen Ästen durch den, querriegelartig die Grabensohle durchziehenden bogenförmigen Poroto-Rücken abgetrennt. Rungwe und Kiejo, als Vulkane wohl charakterisiert, und der Katete, dessen vulkanische Natur nicht sicher ist, liegen nahe beieinander südlich dieses Rückens. Dem Rungwe vorgelagert erhebt sich das Massewe-Plateau, in der Ntukuju-Höhe kulminierend, die Neu-Langenburg trägt.



Salzkrusten am Ufer des Rukwa-Sees



Sinterterrassen der Gräfin Bose-Thermen am Rukwa-Ssongwe: Rukwa-Graben

	I	II	III	IV
SiO ₂	61,02	54,67	46,20	42,22
TiO ₂	0,61	0,38	2,52	2,66
P ₂ O ₅	0,13	0,25	1,22	1,35
SO ₂	—	—	Spur	—
Cl	0,29	0,37	—	—
Al ₂ O ₃	18,38	20,64	16,90	16,35
Fe ₂ O ₃	2,66	2,93	4,98	4,17
FeO	1,43	2,21	5,98	7,45
MgO	0,59	0,94	4,69	6,58
CaO	1,10	2,20	8,10	11,14
Na ₂ O	7,31	7,07	4,34	3,65
K ₂ O	6,46	6,02	2,49	2,02
H ₂ O — 110°	0,37	1,42	0,84	0,56
H ₂ O + 110°	0,33	1,29	1,42	1,83
S	—	—	0,07	—
	100,68	100,02	99,75	99,98

I. Phonolith; nördlicher Kraterrand des Ngosi

II. Kenit; Plateau zwischen Magoje und Muakaleli

III. Trachydolerit; Plateau von Rutenganio (Gehängeschutt)

IV. Atlantit; Rutenganio

} Analysen nach
LEHMANN

Der Poroto-Rücken dürfte Spaltenergüssen entstammen. Er trägt den Ngosi-Vulkan und den Isumbi-Kratersee. Von seinem Nordhange fließen Lavaströme, besetzt mit Parasiten, über Gneisen zum Fuße des Mbeja-Massivs. Andere strömten nach NO in die Ussangu-Steppe. Der Südfall ist steiler, wohl durch Brüche beschnitten. Die ältesten Gesteine des Poroto sind Trachyte und Phonolithe; Basalte treten zurück und sind jünger.

Der Rungwe (3175 m), der höchste Berg des Vulkanlandes wie seiner Umgebung, ist ein schöner kegelförmiger Einzelvulkan. In 2200 m Höhe bettet sich der Lusiwa-See wohl in einen Nebenkrater. Rungwe förderte zunächst Trachydolerite und Trachyte, dann Atlantite und Essexitbasalte. Letztere herrschen auf dem mit parasitären Kratern besetzten Nordhange. Auf die Basalte folgten aber noch saure Nachschübe: so werden am Kiwira Atlantite von Trachyten überlagert.

Der Kiejo (2300 m) zeigt einen gut erhaltenen Hauptkrater und mehrere kleinere in den Flanken. Seine Gesteine sind Tephrit, Basanit und Atlantit. Die flache Aufwölbung des Massewe-Plateaus macht den Eindruck eines Schildvulkans. Ihre Basalte werden von Decken aus Liparitbimssteinen überkleidet. Von allen diesen mag Massewe zuerst entstanden sein; es folgten Rungwe und Kiejo. Noch jünger sind die im Konde-Lande sehr verbreiteten Bimssteintuffe. In der Nähe des Rungwe sind sie am größten und mächtigsten; ihre Dicke beträgt

hier über 20 m. Sie rühren von verschiedenen Ausbrüchen her: die Tufflagen werden von mehreren, je einen Meter dicken humosen Verwitterungsrinden geschieden.

Die ältesten Laven des Konde-Landes sind ziemlich saure leukokrate Gesteine. Ihnen folgten basische. Zuletzt förderten die Hauptessen nochmals geringe Massen saurer Magmen. Sehr ausführlich wurden die Konde-Gesteine von LEHMANN dargestellt. Sie gehören einer reinen Natronprovinz an. Es finden sich in ihrer leukokraten Gruppe: Trachyt, Nephelintrachyt, letzterer in Haun-, Ägirin-, Cossyrit-haltigen Abarten, Phonolith, Kenit, Trachyandesit, Tinguait, Quarzbostonit — in der intermediären Gruppe: Trachydolerite, Tephrite — in der melanokraten schließlich Atlantite, Essexitbasalte und Basanite.

4. Das Grundgebirge am Njassasee und in Mozambique

a) Njassa—Shire-Gebiet

Die Ränder des Njassa-Grabens sind überwiegend Grundgebirge, das in seinem Westen im Gebiete des Loangwa, in seinem Osten fast bis zur Küste des Indik herrscht. Das Kinga-Gebirge besteht aus NS streichenden, mitunter steil gefalteten Gneisen, so Biotit- und Hornblendegneisen, Chlorit- und Granatgneisen; bei Wiedhafen ist mehr östliches Streichen festgestellt. Reibungsbrekzien und Mylonite zeugen von heftigen Bewegungen. Über den Gneisen folgt zwischen Kidugalla und Buanji eine Zone südwestlich fallender, gefalteter Kinga-Schichten, auf denen in Buanji wieder flache Tafeln von Karagwe-Schichten ruhen. Im Grundgebirge des nördlichen Westrandes des Grabens sind neben Ortho- auch Paragneise verbreitet, besonders Graphitgneise und Marmore. Die steilen Rücken der Mafingi-Berge ragen dort mit Quarziten und Schieferen 1000 m über die Gneisflächen. Ihre Schichten streichen NO und fallen zwischen 40 und 75° nach NW. Doch kommt auch Steilstellung, ja Überkipfung in ihnen vor.

Verschieden alte Intrusiva durchdringen das Grundgebirge, so der große Granitstock des Mbowoberge am Nordende des Kingagebirges, der Granit der Mbambabucht südlich des Ruhuhu, der Nebengesteinsbrocken einschließt, der noch leicht gepreßte Nyikagranit, Gabbros ohne Anzeichen von Faltungseinwirkungen, so ferner zwischen Südende des Sees und Sambesi die granitisch-syenitische 3600 m hohe Mlanje-Zomba-Masse am brackischen Schirwa-See, mit randlichen Modifikationen zu Sodalith-Nephelinsyenit.

Am Njassa-Graben erhielt sich in einzelnen tektonischen Resten die Karru. Vom Lukuga-Graben beginnend, über den Rukwa- und Njassa-Graben bis zum Sambesi-Tale scheint sich ein ausgedehntes Karrgebiet erstreckt zu haben. Am Nordende des Njassa zwischen

Ssongwe und Kivira sanken im Zuge der Grabenbrüche am Gneis unter heftiger Schleppung die flözhaltigen Ekka-Schichten ab. Ihre Steinkohlen sind wohl abbauwürdig. Die Karru wurde weiter in einer Reihe kleiner, dem Hauptgraben paralleler Gräben im Grundgebirge am NW-Ufer des Sees von ANDREW und BAILEY aufgefunden. Die Schichten dieser Nebengräben fallen meist östlich. Hin und wieder ist nur der östliche Rand einer Karrumasse verworfen, der westliche liegt ungestört und diskordant dem Grundgebirge auf. Alte Brüche in OW-Richtung werden von jenen jüngeren durchschnitten. Eine gelegentliche leise Faltung wird angenommen; doch handelt es sich wohl um Stauchungen in den absinkenden Schollen. Am Mount Waller steigt die Karru flözführend zum See hinab, und ihre Fortsetzung über den See ist die weite Karru-Tafellandschaft am Ruhuhu. Ihre mehrere Hundert Meter mächtigen, ebenfalls Flöze bergenden Schichten sind in das Grundgebirge versenkt, in sich und nahe dem Grabenrande besonders stark zerbrochen.

Quartäre gestörte Seeablagerungen am Njassa bezeugen eine — tektonische — Tieferlegung seines Wasserspiegels. In Mpata am Rukuru werden Gneis und Karru von jungen Sanden und Konglomeraten in 400, ja 700 F. Höhe über dem See diskordant überlagert. In Chisali enthalten limnische Kalke 400 F. über ihm den in diesem noch lebenden *Viviparus unicolor*. Vier Perioden mit einem je 200—300, 100—120, 30—45, 3—9 m höheren Wasserstande lassen sich scheiden.

Die Karru-Schollen im Westen des unteren Shire-Grabens zeigen einen gegenüber den nördlicheren am Njassa abweichenden Schichtenbau von größerer Mächtigkeit. Mandelsteinbasalte, seltener Andesite und Rhyolithe bilden dicke Decken gegen den Abschluß der Schichtfolge bei Sinjal westlich von Port Herald. Petrographisch gleichen sie sehr den

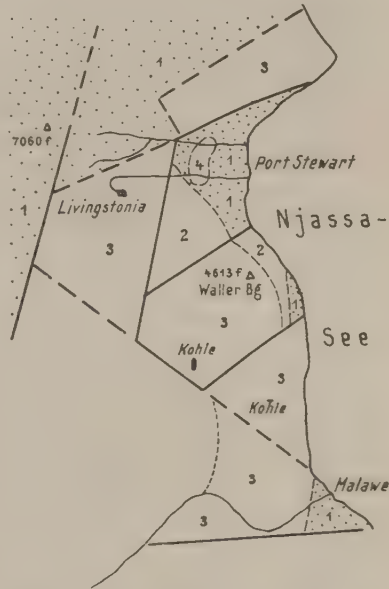


Fig. 78. Karru-Scholle des Mount Waller am Westufer des Njassa-Sees.
(Nach ANDREW und BAILEY.)

- | | |
|-----------------------|---------|
| 1 = Gneis | |
| 2 = Untere Sandsteine | } Karru |
| 3 = Obere Schiefer | |
| 4 = Lakustre Absätze | |

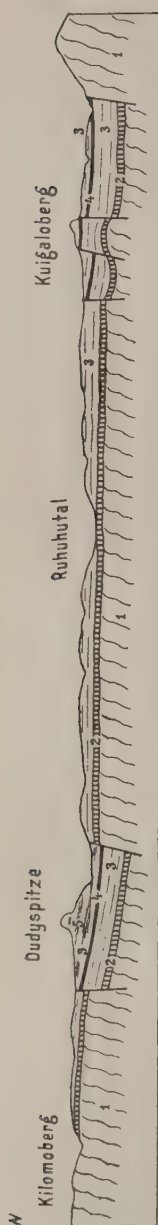


Fig. 79. Störungen in der Karru-Scholle am unteren Ruhuh. (Nach BORNHARDT.)
 1 = Grundgebirge, 2 = Konglomerate, 3 = Sandsteine, 4 = Steinkohlenflöze, 5 = Schieferlagen. 2—5 Karru.

tertiären Effusiven an der Küste von Mozambique. Basaltische Lager und Gänge, doleritische lakkolithartige Intrusionen durchsetzen die Karru, besonders weiche Schiefer am, in den Shire fließenden Nkombedzi. — Die Lagerung der Karru am unteren Shire ist einfach. Im Nordabschnitt ist sie gegen den im Osten stehenden Gneis verworfen und fällt westwärts, so daß dorthin immer jüngere Schichten zutage treten. Im südlichen Abschnitt, vom Nkombedzi ab, versenkt ein somalischer Querbruch ihre oberen Sandsteine in das Niveau der älteren Schichten, so daß erstere nun auf langer Strecke gegen den Gneis im Osten stoßen. Die oberen Sandsteine bilden eine Art Becken, in dessen Mitte die Basalte ruhen.

b) Mozambique

Wir betrachten nun noch den geologischen Bau von Mozambique.

Es besteht ganz überwiegend aus kristallinen Schiefen und Graniten des afrizidischen Grundgebirges. Ausnahmen bilden einmal die Spungaberschichten zwischen Busi und Sabi, die Karrureste am Ludjende (bei Ituli), am Sambesi und Sabi — weiter nahe der Küste ein südwärts breiter werdender, durch junge Deckschichten unterbrochener Streifen von Kreide und Tertiär, der beim „Küstenlande“ geschildert wird — und schließlich verschieden alte Vulkanite.

Grundgebirge wie Küstenland sind in Schollen zerbrochen, wie es scheint in einer Hauptphase, die einem noch nicht genauer bestimmbar Abschnitt der Karruzeit entspricht, und in einer (? mittel-) tertiären. Die tertiären Dislokationen streichen einmal im somalischen System: diesem gehorchen z. B. die Endigungen der ostafrikanischen Grabenzonen im Urema- und Busi-Graben. Das erythreische System scheint in einem breiten Bruchbände zum Ausdruck zu kommen, das dem Sambesi-Tale bis zu den Kebrabassa-Schnellen

folgt. Im südlichen Mozambique schaltet sich dazwischen — sehr viel schärfer als im übrigen Ostafrika ausgebildet und höchstens in kleinen



Fig. 80.

Geologische Karte des Njassalandes.
(Umgezeichnet nach ANDREW und BAILEY.)

- 1 = Gneis; kristalline Schiefer
- 2 = Graphitschiefer; Marmore
- 3 = Granit, Syenit
- 4 = Mafingi-Schichten
- 5 = Karru = schwarz
 - a = Nkana
 - b = Mwapo und Sere
 - c = Kasante und Unter-Rukuru
 - d = Njika
 - e = Mt. Waller
 - f = Henga
 - g = Shire
- 6 = Quartär

Karru-
Vor-
kommen

Strecken der Bruchzonen Parallelen findend — ein meridionales Bruchsystem ein, das den Abfall des Maschona-Hochlandes zum niedrigeren Mozambique beherrscht.

Im nördlichen Mozambique bildet das schwach gefaltete, überwiegend NO, im Hinterlande der Pemba-Bucht aber auch in breiten Streifen rein OW streichende Grundgebirge, das an der Fernao Vellozo- und Memba-Bucht bis an das Meer in rauen Gneisklippen herantritt, zunächst ein langsam ansteigendes Plateau. Rücken von gleichem Streichen gliedern es, die jedoch nicht mit den Sätteln der afrizidischen Faltung übereinstimmen. Dann entsteigen dem Plateau immer reicher und reicher Inselberge der verschiedensten Formen. Scharen sie sich enger zusammen, so entstehen große Massive, wie die NNO gestreckten Chika-, Ribau- und Inago-Berge, weiter landein als ausgedehntestes die lange für vulkanisch gehaltenen, granitischen Namuli-Berge (2280 m). Bemerkenswert ist, daß am rechteckigen Ribau-Inselmassiv HOLMES an der steilen Ost- und Südseite Brüche nachwies, an der Nordseite aber vermutet. Das Streichen der Gneise ist im Massiv auch abweichend von dem der Umgebung.

Herrschendes Gestein ist ein grauer, strukturell wechselnder Biotitgneis. Linsen in ihm formen Hornblende- und Granatgneis, Eklogite. Selten sind kristalline Quarzite, z. T. konglomeratisch entwickelt, und Kalke, Glimmer-, Chlorit-, Graphit- und Eisenquarzschiefer. Die Granite durchdringen oft deutlich die kristallinen Schiefer, sind aber selbst verschiedenen Alters. Sie sind glimmer- und hornblendearm, und enthalten wie die meisten alten Granite Südafrikas Mikroklin. Eine Unzahl von granitischen und pegmatitischen Gängen strahlt von ihnen aus. HOLMES wies einzelne lange, NO ziehende Achsen granitischer Intrusionen nach.

Die breite Furche des unteren Sambesi-Tales dürfte durch Brüche in erythreischer Richtung veranlaßt sein, über deren Lauf allerdings nur Annahmen möglich sind. Sie scheint jünger zu sein als Shire-Urema-Graben und Abbruch des Matabele-Hochlandes.

Im Sambesi-Tale ist zunächst die Karru zu erwähnen, die — vom Njassa-Lande und Untershire herüberstreichend — bei Sena-Sinjal den Sambesi erreicht. Unter den Sena-Sabi-Schichten südlich des Stromes dürfte sie — tektonisch abgesenkt? — weit verbreitet sein, vielleicht bis zum Ostrande des Grundgebirges, an dem sie jedenfalls wieder emportritt.

Aus der Sinjal-Karru hebt sich der harte Lupata-Riegel hervor, den der Sambesi in steilwandiger, wohl 150 m tiefer Enge durchbricht. Er besteht aus einem 18 km breiten, den Strom querenden Gürtel tertiärer alkalischer Laven, der im Westen verworfen gegen die wieder einsetzende Karru des Tete-Beckens absetzt. Diese Lupata-Vulkanite sieht MENNELL allerdings für älter an, indem er von ihrer Einlagerung

zwischen einen tieferen jurasischen und einen höheren kretazischen Sandsteinkomplex spricht.

Das Tete-Becken reicht bis zu den Kebrabassa-Fällen, wiederum umgeben von kleineren Karru-Vorkommen. Es zeichnet sich durch recht mächtige Kohlenflöze von Ekka-Alter und Reichtum doleritischer Gesteine aus. Das Tete-Becken soll nach Kuss an seiner SW-Flanke tektonisch an das Grundgebirge stoßen und ein Graben sein.

Vom Delta des Sambesi bis zur Lupata-Enge ist älteres Gestein am Flusse anstehend nicht zu finden. Das Gebiet im Norden des Stromes dürfte tektonisch höher liegen als das südliche. Auf seinem Nordufer wenigstens stehen zwischen Lupata und Sinjal 300 m Höhe erreichende Karruhügel. Unterhalb Sinjal bilden kristalline Gesteine auffällige Kuppen. Bei ersterem und Sena treten auch Basalte auf. Am Shire steigt das hohe Morambala-Gebirge auf, das sein Ostufer nordwärts als Ausläufer des Mlanje-Massivs begleitet. Dann erst beginnen die weiten Ebenen vor dem Mündungsgebiet. Das Südufer dagegen ist durchaus aus weichen jungen Schichten gebildet, die kaum 50 bis 70 m über den Sambesi aufsteigen.

Das südliche Mozambique zwischen Sambesi und Sabi, und bis zum Limpopo ist, wenn auch weniger als das nördliche, Grundgebirgsland. Dieses hält sich in Höhen von 600 bis 1000 m. Seine Gesteine streichen zwischen NNO und NNW, östlich dagegen im Goldgebiete von Manica. Archäische und altalgonkische Ortho- und Paragneise finden sich, letztere verbreitet als Graphitgneise, kristalline Quarzite und Quarzitglimmerschiefer, kristalline Konglomerate, Phyllite, besonders in Manica. Sie werden von Granitstöcken durchbrochen, so dem Hornblendegranit des Gorongoza-Inselgebirges. Die granitischen Intrusionen schufen Lagerungsstörungen in den umgebenden Gesteinen. Das Grundgebirge hält sich fern der Küste: so taucht es an der Bahn von Beira zum Maschonalande erst 125 km von ihr empor. Seine Ostgrenze könnte tektonisch sein: scharfer Anstieg aus dem niedrigen Küstenlande, junge Laven in Decken wie Gängen und vulkanische Brekzien in Zwischenräumen in ihrem Streichen, heiße Quellen sprechen in diesem Sinne. Bedeutsame Störungen im kristallinen Sockel wurden z. B. auch im Shimanimani-Gebirge beobachtet, das einen jung herausgeschnittenen Bruchblock am Rande Südafrikas darstellt.

Diskordant folgt über dem afrizidischen Sockel die jungalgonkische ungefaltete Spungabera-Gruppe zwischen Oberlauf des Sabi und den Quellflüssen des Busi. Sie erbaut das 1000 m hohe, zerschnittene Melsetter-Spungabera-Plateau, das über dem Sabi an Brüchen absinkt.

Ihr liegt ungleichförmig die Karru im Sabigebiet auf, die von Mandelbasalten überflossen wird. Diese gleichen den Basalten von

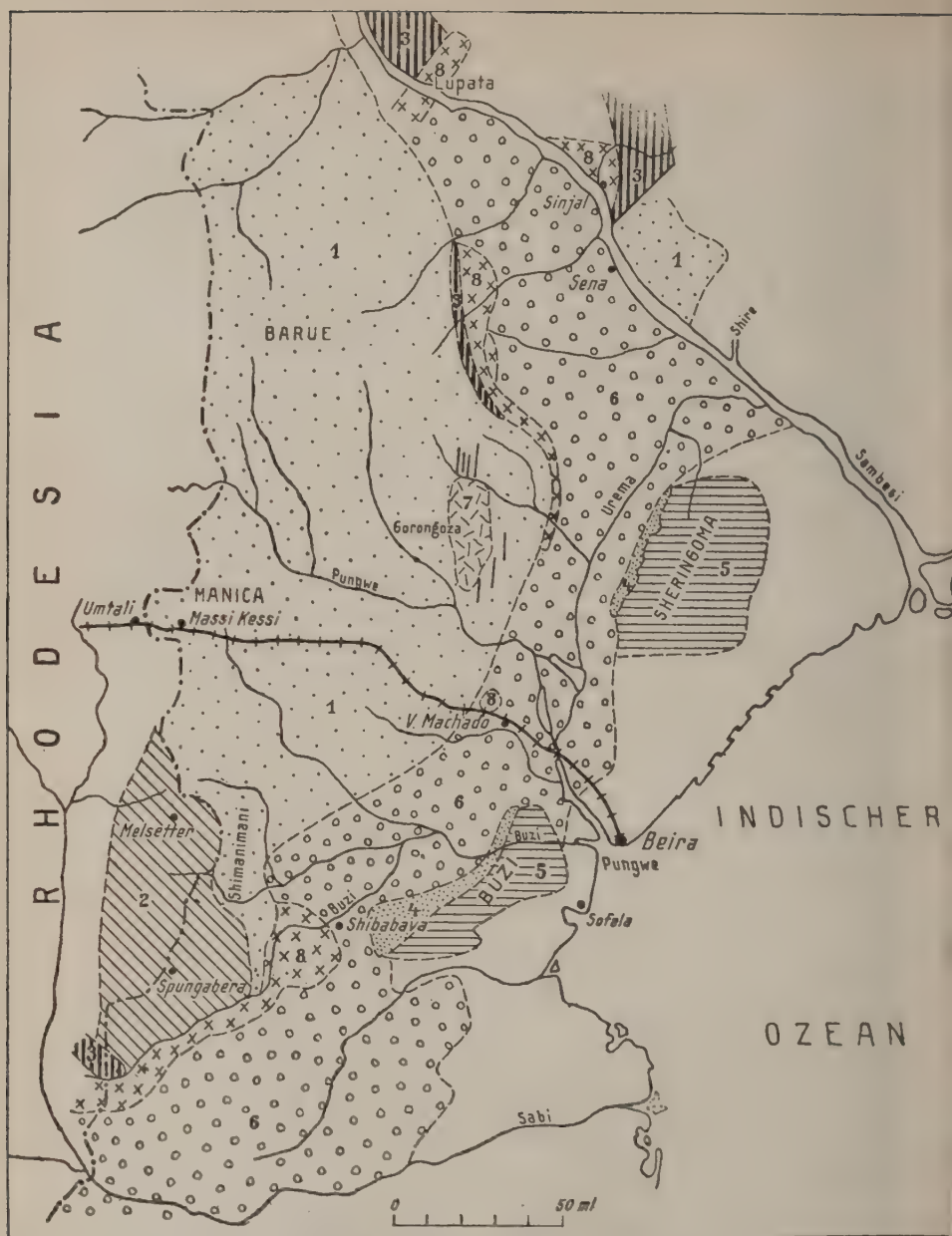


Fig. 81. Geologische Karte von Portugiesisch-Ostafrika zwischen Sambesi und Sabi. (Umgezeichnet nach TEALE.)

1 = Kristalline Gesteine (Gneise, krist. Schiefer, Marmore), 2 = Spungabera-Schichten (Sandsteine, Phyllite, Schiefer, Andesite), 3 = Karru (Konglomerate, Sandsteine, Schiefer, Dolerite), 4 = Oberkreide, 5 = Eozäner Nummulitenkalk, 6 = Sena-Sabi-Schichten, jüngere Deckschichten, 7 = Granite, 8 = Vulkanite, überwiegend basisch, z. T. alkalisch. Weiß = unbekannt. // = Gänge.

Rhodesia, welche dort die Oberkarru eindecken. Nach einer Unterbrechung beginnt die Karru wieder als schmaler Streifen in der Breite des Gorongoza-Massivs, und begleitet nun den Ostrand des Grundgebirges gegen das Sambesital. Auch hier ist sie überlagert von Basalten.

Die im Grundgebirge und Spungabera-Massiv verbreiteten olivinfreien Dolerite sind voroberkretazisch und verwandt den doleritischen Intrusionen Südafrikas. Ihre Lager erreichen im Lusititale 600 m Mächtigkeit.

Junge vulkanische Gesteine, vielfach als Necks aufragend, sind gekennzeichnet durch Nephelin und Ägirin. Sie wechseln zwischen trachytischen Phonolithen und Nephelinbasalten. Sie wurden von der Lupata-Enge nach SSO über 250 km verfolgt, immer in naher Nachbarschaft zu den Mandelbasalten. Das Aufdringen dieser Alkaligesteine hängt, wie oben erwähnt, mit den tertiären Schollenbewegungen Ostafrikas zusammen — ähnlich wie das der älteren Mandelbasalte mit der Zerbrechung des Gondwanalandes — und ist posteoän.

Die oben genannten Störungen am Shimanimani-Gebirge gehören zu der wichtigen Bruchzone, die den steilen, 1000 und mehr Meter messenden Abfall des Maschonalandes, eines Abschnittes aus dem Hochlandsrande Südafrikas, zu der niedrigeren Grundgebirgslandschaft des südlichen Mozambique verursacht. Sie zerschnitt die einst einheitlich beide Gebiete überspannende Rumpffläche in zwei Staffelhügel, deren frische Rißwunde alle dem Indik zugehenden Flüsse in jungen engen Tälern überwinden, während sie auf den Teilrumpfen in breiten Becken fließen. Diese Bruchzone, aufgelöst in Parallelbrüche, durchsetzt von queren, folgt annähernd dem 33. Meridian und erstreckt sich vom 17.° bis zum 20.° S zwischen den tief landein eingreifenden Becken des Sambesi und Sabi. Ihre Bedeutung und regionalgeologische Eingliederung wird später bei Betrachtung der Tektonik Südafrikas erläutert werden.

5. Zur Tektonik des Grundgebirges

Erinnert man sich der Schwierigkeiten, denen die Entwirrung des Baues uralter Gebirge selbst in deren gut bekannten Arealen begegnet, so muß die folgende Darstellung dieses baulich kaum erforschten, gewaltigen, kristallinen Areales durchaus als tastender Versuch zur Klärung seiner Tektonik wie seiner Bewegungsphasen gewertet werden.

Die ältesten kristallinen Schiefer Ostafrikas liegen diskordant unter einer viel weniger mächtigen, aber noch metamorphen, gleichfalls gefalteten Schichtmasse unteralgonkischen Alters.

Die archaischen Komplexe Ostafrikas erlitten ihren als frühesten erkennbaren Aufstau am Ende des Archäikums. Diese Proto-

Afriziden bildeten ein Gebirge von sehr großer Ausdehnung, das sich in keiner Richtung gegen völlig ungefaltete Regionen abgrenzen läßt. Allerdings sind Strecken vorhanden, die nur ein geringes Maß der Faltung zu flachen Wellungen zeigen, so nahe der Küste Deutsch-Ostafrikas. Ob es sich in diesen um eine Art von Vorland der afrizidischen Faltung handelt, oder um nur weniger bewegte Zwischengebirge innerhalb jener, ist nicht zu entscheiden.

Die erste, endarchäische Faltung schuf nach allgemeiner Auffassung ein „meridionales“ Gebirge. Doch liegen die Dinge nicht gar so einfach. Eher sollte man sagen, daß meridionales Streichen zu den Ausnahmen gehört. Ganz überwiegend sind vielmehr Streichrichtungen etwa in NW und NO, und in Zwischenrichtungen zwischen diesen. Diese Richtungen können sehr lange Strecken mit geringen Abweichungen aushalten. Andererseits ist durchaus nicht zu übersehen, daß — im horizontalen Schnitt gesehen — eine Art großzügiger Schlängelbewegung die erste afrizidische Faltung beherrscht, ja daß des öfteren in dieser Faltenbogen und Faltenwirbel entstehen, in denen die NW-Richtung allmählich in eine nordöstliche umschwenkt. Eine solche Umschwenkung — neben andern — ist z. B. sehr klar dort zu erkennen, wo im Westen von Mpapua (Deutsch-Ostafrika) NW-Streichen der kristallinen Schiefer herrscht, das im Süden in ein westöstliches und im Osten nun in ein nordöstliches übergeht. Ein schöner breiter, nach Norden offener Bogen entstand, der nicht etwa durch spätere Störungen nur vorgetäuscht ist.

Genaue Messungen über weite Gebiete liegen in zu geringer Zahl vor, als daß diese vereinzelt, für die Erkenntnis einer sehr alten Faltung der Kruste aber wichtigen Tatsachen zu einem geschlossenen Baubilde des ganzen Faltungsfeldes verschweißt werden könnten.

Die „meridionale“ Faltung Afrikas durch geophysikalische Erwägungen, so seine Lage zum Äquator, erklären zu wollen, hieße Einfachheit dort vortäuschen, wo Vielgestaltigkeit besteht.

Die zweite Hauptfaltung Ostafrikas verlegen wir in das untere Algonkium. Diese früh-algonkische Faltung der Afriziden ergriff eine Schichtmasse von vorwiegend gröber klastischen Sedimenten, die aus der Abtragung der Proto-Afriziden hervorgingen: kristalline Quarzite, Quarzitglimmerschiefer stechen im Faltungsbilde hervor.

Diese Meso-Afriziden überschneiden mit ihren Wellen diagonal, ja auch quer das Streichen ihrer Vorläufer. Es scheinen die Ketten aus der ersten Hauptfaltung der Umprägung durch die zweite keinen erheblichen Widerstand entgegengesetzt zu haben. Lange Zonen mit, in gewissen Grenzen schwankendem OW-Streichen zeichnen diese aus. Eine solche große OW-Zone durchzieht den Norden der Massai-Steppe nach Westen hin bis an den Ostrand des Zentralgranits. Eine andere

verläuft im Osten und im Süden des Viktoria. Die Ulu-Berge in Britisch-Ostafrika gehören hierher. Im nördlichen Mozambique ist eine solche OW-Zone festgestellt.

Die Faltungsintensität war so kräftig, daß z. B. die dicken Bänke der starren Quarzite in regelmäßige Falten gelegt wurden, die von südwärts ansteigenden Überschiebungen durchschnitten werden.

Die mesoafrizidischen Ketten sind umfassender zerstört als die protoafrizidischen, und nur unter günstigen Umständen erkennbar geblieben.

Eine dritte Hauptfaltung — wieder nach längerer Zwischenpause — erlebten die Afriziden im oberen Algonkium. Dieses läßt sich in das Kinga- und Karagwe-System teilen. Das Kinga-System verrät in allen seinen Arealen deutlich die neofrizidische Faltung. Auch diese besaß ein erhebliches Maß an bewegender Kraft. Ihre Faltenzüge schmiegen sich je nach den regionalen Bedingungen den vorgeschaffenen Afriziden an.

Den Neofriziden gehören an: das Gebiet der Kinga-Schichten im Kinga-Gebirge, das Manjoema-Gebirge. Ihr Faltungsfeld scheint beschränkter gewesen zu sein als das früherer Faltungen. Mit ihrer Entstehung war im wesentlichen der Bau der Afriziden vollendet.

Schwächere Nachklänge ergriffen in kleineren Bereichen einzelne Schichtkomplexe auch des Karagwe-Systems. So haben die Karagwe-Schichten des Zwischenseengebietes einen leichten Faltenwurf erfahren.

Alle Faltungen der Afriziden waren begleitet von Intrusionen vorwiegend saurer Magmen. Gegen Ende der protoafrizidischen Faltung drang so der Zentralgranit auf, der den vorgeschaffenen Faltenbau zerriß und störte, selbst aber noch von ihr beeinflußt wurde.

Übersichtlich zusammengefaßt erfuhr das Grundgebirge Ostafrikas zum mindesten folgende Faltungsphasen:

die Protoafriziden werden aufgefaltet am Ende des Archäikums;
die Mesoafriziden im Altalgonkium,

beider Gesteinsmaterial ist überwiegend hochmetamorph, und wird späterhin bei der petrographischen Beschreibung als Einheit behandelt;

die Neofriziden endlich werden gefaltet im Oberalgonkium, und zwar in einer älteren, kräftigeren Phase, die das Kinga-System bewegte, und in einer jüngeren, schwächeren, gegen Ende des Algonkiums, der auch das Karagwe-System zum Teil noch unterworfen wurde.

Den afrizidischen Faltungen Ostafrikas folgte vermutlich eine lange Zeit, in der die Bodenruhe wenig oder kaum gestört war.

Die weiteren Eingriffe in den Bau des Grundgebirges und seine Sedimentdecke bestehen durchaus in Schollenzerbrechungen. Ob sich

in diesen einzelne kräftige Phasen, z. B. während des Paläozoikums werden bestimmen lassen, die etwa den kaledonischen und varistischen Bewegungen Nordafrikas gleichgehen — ähnlich wie die tertiäre Zerbrechung der alpidischen Faltung —, muß der Erkenntnis aus neuen Untersuchungen vorbehalten bleiben. Der Mangel an Formationen im Innern, die solche Untersuchungen fördern, erweckt nicht zu viel Aussichten. Doch sind Störungen in einigen, vielleicht dem Paläozoikum zugehörigen Schichtresten dabei immerhin beachtenswert.

Daß die ausgedehnte vulkanische Tätigkeit in der jüngeren Karruzeit, die sich zum mindesten im südlichen Ostafrika geltend macht, mit starken Dislokationen des Gondwanalandes verknüpft ist, dürfte nicht zweifelhaft sein.

Sehr bedeutsame Umgestaltungen wieder sieht das Grundgebirge samt seiner Decke im Känozoikum, ganz überwiegend als Schollenbewegungen.

Zu ihnen zählen die Bruchzonen und Gräben, die bereits dargestellt wurden.

Doch auch außerhalb dieser ist Ostafrika disloziert worden. Vorherrschend sind gewisse Bruchrichtungen, so die erythreische und somalische, während eine zwischen jenen vermittelnde meridionale nur vereinzelt auftritt. In den Kristallingebieten mehrten sich die Beobachtungen über känozoische Bewegungen. Sie trugen zur Heraushebung der großen Inselgebirge wie Uluguru, Usambara, Ribaue, Gorongoza bei, ja schufen sie vielleicht. Im sedimentären Küstenlande lassen sich entsprechende tektonische Einflüsse vom Tertiär bis ins jüngste Quartär erkennen.

Wieweit durch diese känozoischen Verstellungen ältere Bewegungen wieder aufgenommen wurden, entzieht sich der genaueren Kenntnis. Für bestimmte Gebiete ist eine Wiederbelebung alter Bruchlinien durch junge Verwürfe so gut wie gewiß.

Hat auch Ostafrika seit dem Ende der afrizidischen bedeutsame Faltungen nicht mehr gesehen, so sind doch känozoische leichte Wellungen in OW-Richtung bemerkenswert, so z. B. am Naivasha-Graben. Sie ähneln denen des Somalilandes und Südarabiens, und müssen denselben orogenetischen Ursachen zugeschrieben werden.

VII. Das Küstenland

Im Gegensatz zu dem weiten Inlandgebiete Ostafrikas trägt der schmale Küstenstrich marines Mesozoikum, Tertiär und Quartär in einfacher, wenn auch vielfach von Brüchen gestörter Lagerungsform.

In Britisch-Ostafrika mag am Djuba Miozän vorkommen. Bei Fundi Isa nördlich des Tana wurde es wieder erkannt, westlich dahinter auch Eozän. — An den Armen des Mombasa-Krieks tritt unter den quar-

tären Riffbildungen diskordant Pliozän, wohl auch Miozän heraus. Das leise östlich geneigte Jungtertiär legt sich ungleichförmig dem stärker verstellten Jura an. Der Weg der Uganda-Bahn von der Küste über das sedimentäre Stufenland bis hinauf auf das Hochland des Grundgebirges — und darüber hinaus — durchmißt eins der eindrucksvollsten Profile Ostafrikas. Er durchschneidet die gehobenen Riffrücken wie die in ihrem Schutze gebildeten Lagunenabsätze und das Jungtertiär, und steigt über die erste Steilstufe, wohl einen Denudationsrand, nach Changamwe auf. Der Jura vom (Untertithon-) Kimmeridge bis zum Bathonien ist weiter in ihrer Nähe fossilreich und in den meisten Horizonten kenntlich entblößt. Das Bathonien transgrediert mit dem korallenreichen Kambekalk über der fluvioterrestren Duruma-Gruppe. Ihre jüngsten Glieder mögen mit dem Rhät-Lias beginnen. Ihre tiefsten enden mit dem Perm, das diskordant und mit grobem Materiale das Grundgebirge übergreift. Der ganze Sedimentkomplex, dessen Mächtigkeit nicht recht zu schätzen ist, fällt nach der Küste ein, der Jura mehr als die Duruma-Gruppe. Jedoch ist er nicht ungestört: zahlreiche NO streichende Brüche zerschneiden besonders das Juraband in langstreifige Schollen. In ihnen fallen die Schichten bald landein, bald meerwärts. Alle diese Brüche, die das Sedimentland langsam zum Indik absenken, gehören der östlichen Störungszone an, die in Britisch-Ostafrika nahe der Küste verläuft, wohl streckenweise mit ihr übereinstimmt, um sich in Deutsch-Ostafrika mehr und mehr von ihr zu entfernen.

In den Jombo-Bergen südwestlich von Mombasa fand GREGORY gangartigen grobkörnigen Nephelinsyenit (mit Ägirin), verbunden mit camptonitischen Gängen, dessen Auftreten genetisch und zeitlich mit dem Vulkanismus der Vulkanischen Landschaft verknüpft ist. Wenigstens finden sich Ijolithe auch am Kilimandjaro. Das Vorkommen erinnert sehr an die Intrusionen der „Ampasindava-Provinz“ auf Madagaskar.

Die Duruma-Gruppe erscheint zu kleinem Teile in Deutsch-Ostafrika wieder zwischen den Gneisen Ost-Usambaras und dem Jura von Tanga, jenen mit groben Konglomeraten aufgelagert (?), von diesem dagegen tektonisch getrennt. Im Tanga-Jura ließen sich Bathonien — aus dessen Kalken entspringen die Schwefelthermen von Amboni —, Callovien und Oxford festlegen. Im Hinterlande von Pangani und Sadani ist Callovien und Oxford, am Kisigo-Berge nach BORNHARDT auch Oberkreide verbreitet; die Grenze zwischen Jura und Grundgebirge erkannte VON DEM BORNE als tektonisch. In der Breite Bagamojos stößt wieder Jura gegen Gneis; bei Kigua erhielt sich einer der wenigen Cenomanreste Deutsch-Ostafrikas. — Über die Grenze Jura-Karru einer-, Gneis andererseits in Nähe der Tanganjika-Bahn berichteten DANTZ,



Fig. 82. Übersichtskarte der altersgleichen Verebnungsflächen im südlichen Küstenlande von Deutsch-Ostafrika. (Umgezeichnet nach v. STAFF.)

HENNIG und RECK: das Sedimentland, das in sich leicht gestört ist und mit seinen Schichten sanft Ost fällt, zeigt an der Bahn kurz vor dem Gneis widersinniges Einfallen gegen diesen; die Karru scheint hier mit Sandsteinen zwischen Gneis und Jura erhalten zu sein. Der älteste Jura gehört dem untersten Dogger an; klastische Art deutet auf Nähe des Festlandes hin. Bei Lukosse dagegen transgrediert der Jura auf Grundgebirge.

Vom Ostfuße des Uluguru wurde die Glossopteris-Karru bereits erwähnt. Vor ihr erhebt sich der Jura-Rücken Gongarogua aus Bathonienkalken. Wie Jura und Karru verknüpft sind, ist unbekannt. Gegen die Küste werden Jura (und Unterkreide) von flachliegenden, doch von NS-Brüchen gestörten Schichten verdeckt: so trägt in Usaramo eine Ton-Mergel-Serie des (Turon-) Senon die „Usaramo-Sandsteine“ des obersten Senon, darüber noch tertiäre (?) Tone und quartäre Decksandschichten.

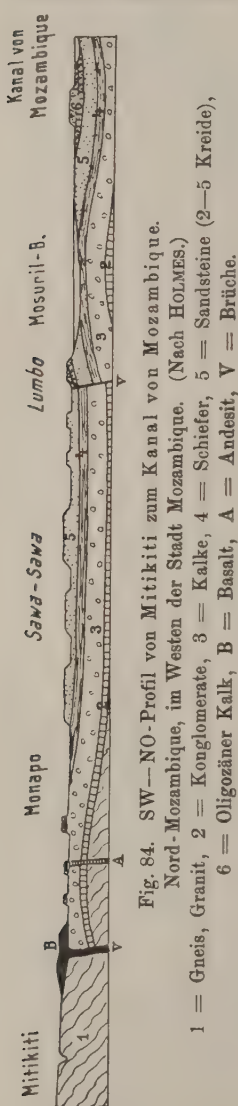


Fig. 83. Die Verebnungsflächen im Hinterlande von Lindi, Deutsch-Ostafrika.
(Umgezeichnet nach v. STAFF.)

- + + + = Rondo- und Makonde-Hochflächen
- = Hochplateau-Schulterflächen
- = Vorplateau-Fläche

Dem Rufidji ungefähr folgend, der ein breites Delta in den Ozean verschüttet, springt der Sedimentsaum im südlichen Deutsch-Ostafrika scharf nach dem Indik zurück. Lag sein Rand am Uluguru-Gebirge 130 km hinter jenem, so nähert er sich ihm bei Kilwa auf nur 30 km. Dieses Zurückfliehen nach Osten ist tektonisch bedingt. Es erfolgt längs einer erythreisch gerichteten Bruchzone von einiger Breite, die in ihrem Verlaufe etwa der Küstenstrecke zwischen Daresalam und Sadani entspricht. Auf diese Zone deuten im Karrugebiet am Rufidjiknie festgestellte Brüche und junge vulkanische Gesteine, ferner Thermalquellen (Wadji ja Weta, Tagalala). BORNHARDT erwähnte dort vom Luhembero mit 140° NW streichende Gänge von Olivinbasalt, Andesit, Phonolith in dessen Karruschichten. TEALE bestätigte am Rufidjiknie das genannte Streichen als wichtige tektonische Richtung, während eine andere nach NO — übrigens durch den Lauf des Rufidji zwischen den Pangani- und Schugulifällen betont — weniger wichtig ist.

Diese Störungen dürften nach dem Charakter der mit ihnen verknüpften Vulkanite, so der ägirinhaltigen Phonolithe, im wesentlichen tertiär sein, vielleicht auch ältere Brüche wieder aufleben lassen.



Im südlichen Küstenland sind als ältester Schichtkomplex im Pindirotale steil gefaltete Schiefer entblößt. Sie sind wohl der Rest eines tief abgetragenen, sonst noch nicht bekannten Gesteinsstreifens des Grundgebirges. Dagegen ist in Meeresnähe Altkarru nicht bekannt, während weiter landein, so in Donde, ihre jüngeren Komplexe, vielleicht überlagert von terrestren Äquivalenten des marinen Mesozoikums am Indik, große Flächen verkleiden. Hier führen sie mächtige verkieselte Baumstämme in reicher Fülle.

Zwischen Rufidji und Matandu enthalten zunächst die Matumbi-Berge Jura verschiedener Stufen.

Zwischen Matandu und Rovuma und über diesen hinaus trägt weiter das Küstenland eine mächtige, in Tafelberge aufgelöste Jura-Kreide-Platte. Vor ihr zieht sich ein Streifen Alttertiär. Der Bau dieses Stückes ist folgender: Die von zahlreichen Gneisbergen überhöhte „Inselbergplatte“ des Grundgebirges fällt ostwärts unter das transgredierende Mesozoikum ein. Dessen hochaufragender, nur von wenigen Lücken durchbrochener Steilanstieg tritt unvermittelt an die — erst sehr jung von ihren dicken Verwitterungsmassen verkleidete — Gneisniederung heran. Er ist der Westhang einer Reihe von tischebenen, nach der Küste leise abdachenden Plateaus, so des Noto-, Rondo-, Muera-, Makonde- und Mavia-Plateaus. Ihr dem Küstenlaufe ungefähr gleichgerichteter Osthang dagegen läßt — bei sehr erheblicher Zerschneidung — einen zweiten niedrigen Plateaustreifen erkennen, dem er wie einem Sockel aufruht. Dieses Vorplateau ist von Unterkreide und Alttertiär gebildet. Die Kreide-Tertiär-Grenze ist auf ihm morphologisch in keiner Weise ausgeprägt.

Das Tertiär des Vorplateaus bricht schroff zum Meere hin ab. Die Geradlinigkeit dieser Stufe steht in Gegensatz zum ausgefransten Ostrande der hohen Plateaus.

Jura und Kreide der Tafelberge fallen nach Osten, wie nach Norden wenig ein. Von beträchtlichen Störungen in ihnen ist kaum die Rede. Im Vorplateau setzte dagegen nach Ablagerung des Alttertiärs eine Bruchphase ein. Es wurde in Schollen mit wechselndem Fallen zerlegt. Eine wichtige Verwerfung von mindestens 250 m Sprunghöhe trennt Kreide und Tertiär: geradlinig und steil gestellt läßt sie sich weithin verfolgen. Auf Komplikationen an dieser Linie deutet auch der inmitten des Vorplateaus auftauchende Jura von Mahokondo.

In der Breite des Rovuma dürfte der Jura Ostafrikas enden. Vielleicht erreicht er noch das Mavia-Plateau. Die marine Kreide läßt sich dagegen in Mozambique mit verschiedenen Horizonten bis zur Delagoa-Bucht verfolgen. Das Tertiär liegt meist vor, teils auch über der Kreide. Einzelheiten der Schichtfolge sind im stratigraphischen Abschnitt angegeben. Im nördlichen Mozambique, so zwischen Fernao Vellozo und Mokamba-Bucht, wurde der Kontakt zwischen Küstenkreide und Grund-

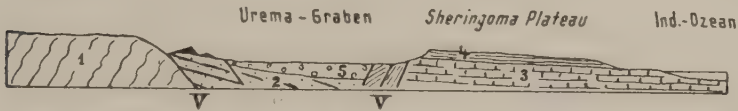


Fig. 85. Der Urema-Graben im südlichen Mozambique. (Nach TEALE.)

1 = Gneis, 2 = Karru, 3 = Kreide, 4 = Tertiär (Eozän),
5 = Quartär, schwarz = Basalt, V = Grabenbrüche.

gebirge als tektonisch erkannt. Die Hauptverwerfung zieht der Küste etwa parallel. Die Basaltdecken dieses Gebietes liegen auf der die Zone der Küstenbrüche schneidenden Verebnungsfläche.

Im südlichen Mozambique ist über das Lageverhältnis von Kreide zu Grundgebirge nichts bekannt geworden. Allerjüngste Oberkreide und eozäner Nummulitenkalk dringen hier am Sheringoma-Plateau, im Hinterland von Beira und Sofala bemerkenswert weit landein vor. An ihrer Westseite sind beide Areale von Brüchen, den Fortsetzungen des Njassa-Shire-Grabens, beschnitten, die den Urema- und Busi-Graben flankieren.

Die eben erwähnten vulkanischen Gesteine erstrecken sich in einem Streifen von der Mokamba-Bucht bis über den Sanhuti nordwärts, etwa parallel der Küste, übereinstimmend mit der Hauptverwerfung zwischen sedimentärem Küstensaume und Gneisgebiet. Sie ruhen horizontal über Gneis und Granit, Kreide und Tertiär als Decken aus Spaltenergiüssen, bilden aber auch Gänge. Der bereits stark abgetragene vulkanische Komplex bedeckte, über die geschlossene Verbreitung zwischen den bezeichneten Grenzen hinausgreifend, ein Gebiet von wenigstens 80 km Länge und 8 bis 16 km Breite. Vorherrschend sind einförmige, immer blasige,

meist grobmandelsteinige Basalte. Neben ihnen finden sich Hornblende- und Pyroxenandesite. Im Norden kommen häufiger Tephrit, Phonolith, Sölvbergit, Ägirintrachyt vor. Das kleine Eruptivfeld umschließt also alkalische und subalkalische Typen. Letztere sind früher aufgedrungen. Die Mandelbasalte sind wahrscheinlich postoligozän. Wenigstens durchschlagen bei Mochelia Gänge Sandsteine und Konglomerate, die als Oligozän gelten und noch keine Basaltreste enthalten.

	I	II	III
SiO ₂	56,42	60,76	56,34
Al ₂ O ₃	17,33	16,81	17,86
Fe ₂ O ₃	2,78	2,07	4,43
FeO	3,23	2,34	3,81
MgO	4,67	3,27	0,52
CaO	8,61	6,57	1,97
Na ₂ O	2,95	3,32	7,33
K ₂ O	1,58	2,42	4,72
H ₂ O +	1,32	1,19	1,22
H ₂ O —	0,44	0,48	0,82
TiO ₂	0,25	0,31	0,67
MnO	0,17	0,22	0,28
CO ₂	—	—	0,71
P ₂ O ₅	—	—	Spur
	99,75	99,76	100,68

I. Basalt; Decke am Sokotoberge
 II. Hornblende-Andesit; Mochelia
 III. Trachytoid-Phonolith; Sanhuti-Fluß } Analysen von HOLMES.

Die Effusiva der Mokamba-Bucht sind ein Bindeglied zwischen dem tertiären Vulkanismus im mittleren Ostafrika und im südlichen Mozambique. Bemerkenswert ist ihr nahes Hervortreten an die Küste, das — die Jombo-Berge nicht gerechnet — eine Ausnahme in deren geologischem Bau ist. —

Den mesozoischen, nur streckenweise auch tertiären Untergrund des Küstenlandes überschottern die altquartären, nahe der Küste mächtigen fluviatilen Magarini- und Mikindani-Schichten. Zwischen ihnen schauen Reste älterer Rotlehme hervor. Jene ruhen einer jungtertiären Verebnungsfläche auf, und werden von mittelquartären bis rezenten Deckschichten verkleidet. Den Mikindani-Schichten im Alter wohl gleichstehend sind die Sena-Sabi-Schichten im Sambesi- und Sabi-Becken, weitflächig ausgebreitete, wenig verfestigte oder lockere Konglomerate, Kiese, Sandsteine, Tone, die selbst wieder von jüngeren Deckschichten überzogen werden.

Die Mikindani-Schichten zogen sich im Altquartär bis auf Pemba, Sansibar und Mafia hinüber. Diese drei waren damals — in der Zeit seiner größten Ausdehnung seit dem Mesozoikum — noch mit dem Festlande verbunden. Der Kontinentalabfall lag erst in ihrem Osten. Schotter mit Gneisgeröllen erhielten sich in hochgelegenen Resten auf Sansibar und Pemba. Die drei großen Inseln wie viele kleine Koralleneilande haften einer nur noch schmalen Schelfplatte auf. Frühestens mittelquartär und nachmikindanisch wurde sie durch den über 800 m tiefen Pemba-Graben zwischen Küste und Pemba, durch den Latham-Graben zerbrochen. Reste dieser Schelfplatte tragen die Witu-, die Kerimba-Inseln. Große Breite erreicht der Schelf noch vor dem scharfen Winkel der Küste bei Beira.

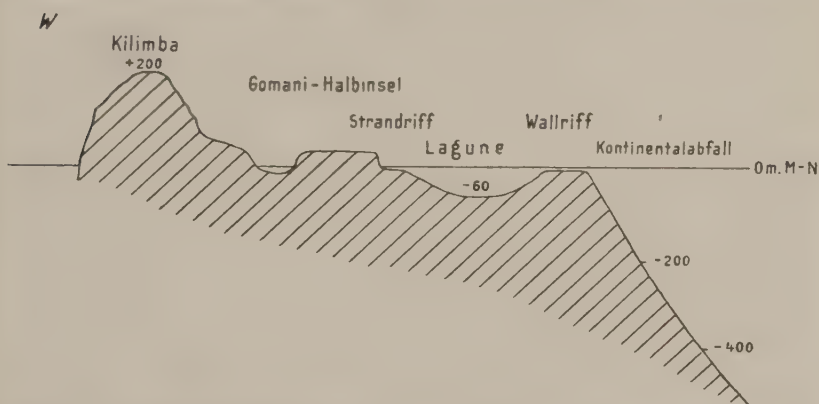


Fig. 86. Die Küste des Indischen Ozeans nördlich von Tanga. (Nach WERTH.)

Der Küstensaum wurde von quartären Störungen auch sonst getroffen. So läßt die überraschende Dicke der quartären Sedimente in einer Tiefbohrung in Daressalam auf grabenartige Absenkung schließen.

Gehobene Strandbildungen, gehobene Korallenriffe mit *Pecten Vasseli* und lebende Saumriffe, die tertiärem und quartärem Untergrunde aufwuchsen, begleiten die ganze Ostküste, ausgenommen die Mündungen der Flüsse. Die warmen Küstenströmungen — vom Rovuma-Delta als Südäquatorialstrom nordwärts, als Agulhas-Strom südwärts fließend — begünstigen neben der Senkung der Küste das Wachstum der Saumriffe. Tertiäre und mesozoische Riffbauten bezeugen die lange Dauer gleichgünstiger Wachstumszustände.

Zwei Hauptterrassen — die sogenannte 20- und 40 m-Terrasse — sind meist an der Küste ausgebildet; dazu kommen eingeschachtelte Terrassen. Bei Daressalam liegt der Außenrand der Unterterrasse 12, ihr Innenrand 42 m hoch, der Außenrand der Oberterrasse aber in 54, ihr

Innenrand bis 60 m Höhe. Darüber erst erhebt sich die Vorplateaustufe. Beide Hauptterrassen sind leicht längs verbogen und schiefgestellt; sie wurden in geringem zeitlichen Abstand gebildet. Die Unterterrasse bricht in geeigneten festen Gesteinen mit steilem Kliff zur Strandterrasse ab, die zur Flutzeit unter Wasser steht.

Die ostafrikanische Küste ist Hebungsküste, obwohl ihr seit dem Mesozoikum dicke Schichtmassen aufgebürdet wurden. An sich verlagernden Scharnieren schaukelt sie trotz ihrer Hebungstendenz in längeren und kürzeren Perioden auf und nieder. Ihre kurzperiodischen Schwankungen verdeutlichen die an ihrem Strande häufig, so an der Pemba-Bucht, zwischen Daressalam und Bagamojo, angeschnittenen Folgen von torfartigen Lagen oder dunklen Schlammen der Mangrove-Sümpfe mit marinen, fossilreichen Sanden.

Gegenwärtig steht die Küste in einer Phase des Landverlustes. Zeugen hierfür sind das Kliff, die Krieks von Mombasa, Daressalam, Lindi, Fernao Vellozo, dessen Südarm mit 25 km Länge und tiefem Wasser bis an sein Süden eine der besten Häfen der Ostküste ist, — die Barre vor dem Sambesi, ferner versinkende Gebäude in Mombasa, Kilwa Kisiwani. Die Krieks sind weit verzweigte, unter den Meeresspiegel getauchte Flußtäler. Sie wurden ausgefurcht an der zentralen Küste Ostafrikas bei einem etwa 60 m tiefer als heute gelegenen Meeresstande.

Die ostafrikanische Küste ist keine Flexur-, sondern eine Bruchküste. Erst im Quartär rückte an Verwerfungen von sehr großer Sprunghöhe und schneller, als daß Sedimentationsprozesse vermitteln konnten, die Tiefflur des Indik unmittelbar unter die Küste heran. Den Kontinentalsteilrand durchfurchen die 3—400 m tiefen, untermeerischen Fortsätze der Festlandflüsse, des Rovuma, Lukuledi, Sambesi, die mit den Schollen der Küste niederbrachen.

V. STAFF und RECK versuchten, die Erscheinungen der quartären Küsten-Stratigraphie, -Tektonik und -Morphologie zu einem Bilde zu vereinigen. Die Geschichte der Daressalamer Küste gibt folgendes Schema RECKs (siehe nebenstehende Tabelle).

VIII. Gesteine und Schichten

a) Gesteine archaischen und altalgonkischen Alters

Als dem Altalgonkium angehörend werden Gesteine angesehen, die — wie die dicken Massen von kristallinen Quarziten, Quarzitglimmerschiefern und Ähnlichem — diskordant über den ungeheuer mächtigen Komplexen hochmetamorpher Reihen aufrufen. Letztere mögen archaisch heißen: dieser Name wird ihnen vor allem einer klareren Abtrennung der im Algonkium selbst ausscheidbaren Systeme zuliebe gegeben, und wegen ihrer Verschweißung zu einem großen tektonischen Ganzen.

Zeit	Stratigraphie		Tektonik	Morphologie	Paläontologie
	Küstenmeer	Festland			
Alluvium	Sandkalke und Konglomerate im Grundwasserniveau am Rande des Meeres	Sande und sandige Rotlehme Flußalluvionen	Kleine Verwerfungen im Sinne der Hauptphase (Küstenterrasse auf Sansibar)	Vorwiegend Flächen- spülung und schwache Grundwassererosion in den Terrassen	Fossilfrei „Küchenreste“
Jungdiluvial	Kalke usw. der 1. Terrasse, Riffkalke der 2. Terrasse	Fluviatile Sande	—	Zerschneidung der Vorplateaustufe	Rezente Fauna, basal mit <i>Pecten</i> <i>Vasseli</i> F.
Mitteldiluvial	Die tieferen Sedimente im Liegenden der Riffkalke (Brunnen in Daressalam)	—	Hauptstörungsphase der wiederbelebten Tektonik	Beginn der Zerschneidung der Vorplateaustufe	Rezente Fauna ohne nachgewiesene ausge- storbene Arten, mit z. T. altertümlichem Habitus
Altdiluvial	—	Rote Decksandlehme mit Letten und Geröll- einlagerungen fest- ländischen Materials auch auf den Inseln	—	Fastebene	Fossilfrei (abgesehen von älteren fossilen Holzgeröllern)
Ältest diluvial, vielleicht einschließ- lich Übergangsschicht der Pluvialperiode	Basale Tone, Kalke und Sandsteine	—	—	—	Rezente Fauna von durchweg alter- tümlichem Habitus
Prädiluvial	Diskordanz und Sedimentationslücke			Vererbung des jung- tertiären Zyklus	—
	Alttertiär und Mesozoikum		Kontinentale Ruhe		—

Die Gesteine des Archäikums und Altalgonkiums sollen in drei Gruppen betrachtet werden:

1. Der Zentralgranit, Schlußstein der protoafrizidischen Gebirgsbildung und von ihr noch leicht beeinflußt, erfüllt als eines der größten Granitmassive des Kontinents weite Flächen im Innern Deutsch-Ostafrikas. Seine Abwandlungen in Struktur und Farbe sind groß. Vom herrschenden Biotitgranit führen Übergänge zu seltenem Syenit, zu Quarzdioriten und Dioriten. Haupttypus ist ein kühlfarbener, mittelkörniger Biotitgranit, wie in Unjamwesi und Ugogo. Porphyrtartige Ausbildung mit Feldspateinsprenglingen bis zu 10 cm Länge stellen sich ein, so bei Tabora, in Ussandau. Zu gleicher Richtung geordnet, zeigen diese ältesten Ausscheidungen des granitischen Magmas den Weg, auf dem sie, in ihm schwimmend, aufwärts getragen wurden. Schlierige Stellen sehr verschiedener Ausdehnung verraten eine ähnliche, gerichtete Anordnung. Verquarzung und Epidotisierung ist an Störungszonen geknüpft, in großem Maßstabe z. B. an der Turu-Bruchstufe zu finden. Basische Einschlüsse sprengeln hohe Felswände dunkel, bald in Form rundlicher angeschmolzener Brocken, bald als eckige, von hellen Adern durchtrümmerte Bruchstücke. Nachschubgranite, als Stöcke oder als Intrusionen längs bestimmter Achsen, aplitische und dunkle Gänge sind verbreitet. Auffallend ist z. B. im Süden des Viktoria-Sees, in Ugogo, die Seltenheit von Pegmatiten, die an den jüngeren Graniten sehr zahlreich sind. Im Kerngebiet fehlen dem Zentralgranit Schollen von Dachgesteinen mit Ausnahme solcher aus sehr biotitreichen Gneisen, in den Randgebieten, so am Ostrande, mehren sie sich. In Ost-Ugogo ist eine kaum entwirrbare Durchmischung von Zentralgranit mit kristallinen Schiefen erschlossen, die an skandinavische Vorbilder gemahnt.

Der Zentralgranit geht an seiner Westgrenze gegen den Tanganjika in breiter Zone in Gneisgranit über. Flasrige Partien stellen sich gelegentlich auch im Kerne ein.

Gleichförmige Bankung begünstigt die Entstehung von Blockmeeren. Spaltflächen, die in der Tektonik des Grundgebirges begründet sind, halten sehr konstante Richtungen ein.

Dem Zentralgranit sehr ähnliche, mit ihm wohl unterirdisch zusammenfließende Granite tauchen im Osten seines geschlossenen Reiches wieder empor, besonders in der Massai-Steppe. — Es scheint, daß in jenem und seinen vermuteten östlichen Annexen ein granitischer Herd von gewaltiger Ausdehnung und sehr flacher Oberschale vorliegt.

Hat man den größten Teil dieses Granitareals durchzogen, so befestigt sich der Eindruck, daß es sich aus mehreren, nebeneinander aufgedrungenen Magmaeinbrüchen erbaut, die ein großzügiger Kuppelbau beherrscht.

2. Die kristallinen Schiefer bieten in ihrem gewaltigen Bereiche ein ungemein wechselndes Bild. Es ist noch wenig getan, die in ihnen schlummernden Probleme anzugreifen. Eine rohe Gruppierung muß genügen.

Nahe am Zentralgranit — übrigens auch an den „jüngeren“ Graniten — herrschen in Ostugogo, Rubeho und anderwärts Biotitgneise, die an die des Erzgebirges erinnern, mit wechselnder Glimmermenge und Flaserung, ja oft fast körnig, mit Gängen und Linsen von Augengneisen, Hornblendebiotit- und Hornblendegneise. Gewisse Lagen dieser, in ganz Ostafrika vor allen kristallinen Schiefen überwiegenden Gneise sind durch reiche Granatführung ausgezeichnet, so im östlichen Kristallinschiefergebiet vom Rovuma bis nach Britisch-Ostafrika. Daneben stellen sich sehr viel seltenere Muskovit- und Zweiglimmergneise ein. Wenigstens ein Teil von diesen allen mögen Orthogneise sein.

„Granulite“ sind ihnen eingeschaltet (Uluguru, Usambara, Njassaland). Entweder feinkörnig oder seltener gebändert, wechseln sie in der Farbe zwischen hellen sauren Typen zu dunklen, in denen mafische Mineralien vorherrschen. Drei Gruppen unterschied TEALE: in der ersten hellen überwiegen Quarz und Feldspat (Quarzfeldspat-, Albitgranulite); in der zweiten intermediären, grau und schwarz gesprenkelten, etwas granitisch aussehenden Gruppe tritt Biotit hinzu (Biotit-, Biotitpyroxengranulit mit oder ohne Granaten); in der dritten dunklen herrscht Pyroxen und Granaten sind sehr reichlich (Pyroxen-, Pyroxenhornblendegranulit, z. T. mit Biotit).

Paragneise sind: helle und dunkle Glimmerschiefer, Staurolith-, Chiasolithschiefer — die weit verbreiteten kristallinen Quarzite und Quarzitglimmerschiefer, deren Ursprungsgesteine in altalgonkischer Zeit gewaltige Decken gebildet haben müssen —, kristalline Kalke mit Wollastonit, Forsterit und Tremolit, oft dolomitisch, und gestreifte Kalksilikatgesteine, zu langen Zügen angeordnet nahe der Küste in Mozambique, bei Lindi, im Osten des Uluguru, wo sie mit schrattiger Oberfläche zutage treten, in Usambara, im Taita- und Ulu-Gebirge Britisch-Ostafrikas, ferner im Njassalande — Graphitgneise, deren Ausbeutung auf Graphit versagt hat, fast in den gleichen Gegenden —: Konglomeratgneise in Ostuluguru, Ostusambara, Osttanganjika.

Vereinzelter werden genannt: Andalusit-, Sillimanit- und Cyanitgneise, Chlorit-, Talkschiefer. Sillimanitgneise finden sich in Uluguru, Rubeho, Usambara, Cyanitgneise in Irangi, am Ejassi-See.

Skapolithführende Gesteine — Skapolithbiotit-, Skapolithpyroxengneise, Skapolithamphibolite — sind bekannt von Uluguru, Massailand, Iraku, Mozambique.

Paragneise beschrieb PARKINSON als Turoka-Serie vom Magad-See. Sie umfaßt ein metamorphes Profil aus sandigen und kalkigen

Sedimenten, und zwar Hornblendeschiefer, unreine Marmore, feinkörnigen Biotitgneis, Kalkglimmerfels mit Lagen von Biotitgneis — die letzteren beiden ineinander übergehend —, Hornblendeschiefer, unreine Marmore mit Quarz-Feldspat-Lagen, Quarzfeldspat-Ader, Hornblendeschiefer, unreinen Marmor. Diese Turoka-Serie kehrt wieder im nördlichen Britisch-Ostafrika und im Djuba-Gebiete. Ganz ähnliche Folgen erbauen das Gebiet NW von Kondoa-Irangi.

Zu den vorgenannten Gesteinen gesellen sich lagenhaft massige und schiefrige, z. T. pyroxen- und biotitführende Amphibolite, entstanden aus Tuffen und gabbroiden Massen, mit oder ohne Granaten, die sehr verbreitet sind.

Eine beachtenswerte Rolle spielen nach ihrer mineralfaziellen Ausbildung Gesteine der Mangerit-Charnockit-Gruppe, die besonders in Usambara-Pare verbreitet scheint, aber auch sonst auftritt. Doch ist über Vorkommen und Charakter ihrer Vertreter im ganzen zu wenig bekannt, als daß über die Art ihrer Bildung ein Urteil möglich wäre. Hierher gehören: „Feldspatnorit“, Pyroxenit, Hornblende-Hypersthen-Peridotit, Olivin-Hypersthenit, Amphibol-Hypersthen-Granulit, Hypersthen-Plagioklas-Gneis, Hypersthen-Labrador-Fels.

Die Eigenart der verschiedensten sauren und basischen, teils stark gepreßten, teils wenig berührten Gänge innerhalb der kristallinen Schiefer ist noch nicht zu schildern.

Einzelne der kristallinen Schiefer, wie z. B. die Graphitgneise und Marmore, lassen sich im Streichen der Afriziden über sehr lange Strecken verfolgen. Sie werden zur Aufhellung ihrer Tektonik von großem Werte sein.

Eingehend beschäftigte sich HOLMES mit dem Grundgebirge in Mozambique. Er unterscheidet eine älteste Gruppe von kristallinen Schiefen und Kalken, im einzelnen mit Sedimentgneisen, Quarzit- und Glimmerschiefen, Quarzmagnetitschiefen, Hornblende- und Hämatitschiefen, Forsteritmarmoren und anderen Kontaktmetamorph. Mit Intrusivkontakten folgt eine zweite Gruppe: Gneise (Biotitgneise, Gneisgranite, Hornblendegneise, Amphibolite, Granatgneise, Granulite, Eklogite), — dann eine dritte Gruppe mit granulitischen Graniten und Pegmatiten (Biotitgranite, Pegmatite — Pyroxengranite, Adamellite, Quarzdiorite, — Rutilfelse — Norite), ferner eine vierte Gruppe mit Graniten und massigen Pegmatiten (Biotit- und Muskovitgranite, Schriftgranite, Quarzadern). Schließlich umfaßt eine letzte Gruppe ultramafische Gänge: Pyroxenite, Pikrite.

Übergänge von grobflasrigen Biotitgneisen in Gneisgranite werden von HOLMES beschrieben, ebenso von ersteren durch Hornblendegneise und Amphibolite in granatführende Gesteine und Marmore. Es wird deshalb vermutet, daß die Gneise erzeugt wurden durch konkordante

Injektion granitischen Magmas in eine Sedimentreihe. Von letzterer wurden die tonigen Gesteine granitisiert und umgebildet zu Biotitgneisen, während die kalkig-dolomitischen Gesteine mit dem Granit Hornblende- und Granatgesteine ergaben.

Die Bleimethode — Pb/U in Zirkon — ergab für das Alter der Biotitgneise: sie entsprechen den prähuronischen laurentischen Gesteinen, — für das der granulitischen Granite: sie gleichen den mittelpräkambrischen Graniten von Skandinavien, Canada, Indien. Das präkambrische Alter sehr vieler Grundgebirgsgesteine Mozambiques steht somit fest. Das gleiche gilt für das übrige Ostafrika.

Ein großer Teil der aus Sedimenten ableitbaren kristallinen Schiefer Ostafrikas sah als seinen ursprünglichen Entstehungsraum ein breites Geosynklinalmeer.

3. Neben den kristallinen Schiefen und dem Zentralgranit steht eine Fülle von kleineren Granitmassiven, die teils lakkolithartige Massen bilden, teils diskordant die Bänderung der Gneise durchschneiden. Diese „jüngeren“ Granite samt gelegentlichen Gneisgraniten sind bald im Gefolge der verschiedenen Gebirgsfaltungen aufgedrungen, bald in der Nähe von nachafrikanischen Dislokationszonen. In ihrem Alter sind sie meist unbekannt. Der Verdacht liegt nahe, daß auch Granite recht jungen, vielleicht sogar tertiären Alters das Grundgebirge durchdringen. Ist die Beobachtung von SCHOLZ zutreffend, daß in der Unterkarru am Njassa Pegmatitgänge aufsetzen, so wären jüngere Intrusionen mindestens bis zu dieser Periode gesichert.

Granite finden sich in Uluguru und Usambara — hier hängen mit ihnen die Pegmatite mit großen bauwürdigen Muskoviten zusammen —, am Tanganjika-See (der Kungwe- und Rumonge-Granit), am Njassa-See (Njika-Granit mit sauren Plagioklasen; am Ostufer mit scharfkantigen Einschlüssen kristalliner Schiefer; die großen Massive an seinem Süde). In Mozambique sind die sehr verbreiteten Intrusionen jüngerer Granite zu bestimmten Richtungen angeordnet. Am Iramba-Plateau zeigt ein Granitstock einen der in Ostafrika nicht sehr häufigen Kontakthöfe mit Fleck- und Knotenschiefern.

Diorite brechen im Iramba-Plateau und in seiner Umgebung auf und in Ikoma-Ushietu. Mit ihnen verbunden sind die wichtigsten Goldquarzvorkommen Ostafrikas: Sekenke, Samujie, Orangi, Kasama. Gabbros, olivinführend oder -frei, unbekannter Lagerung stehen in Ikoma, der Wembäre-Steppe, im Kinga-Gebirge, am Ostrande des Zentralgranites an.

Nephelinsyenit des Somba und Nephelinsodalithsyenit der Njika am Njassa könnten zu der vermuteten sehr jungen Granitgruppe gehören.

In der Umgebung aller dieser Intrusiva sind helle und dunkle Gänge sehr verbreitet.

b) Jüngerer Algonkium

Archäikum und Altalgonkium verdecken in — oft räumlich weit getrennten und deshalb schwer vergleichbaren — Resten mächtige Systeme von Sandsteinen und Quarziten samt Konglomeraten, von Ton-schiefern und Phylliten, dagegen mit verschwindend wenigen Kalken. Dies jüngere Algonkium ruht auf den abgetragenen Falten der vorgebildeten Afziden wie auf dem, seines Daches beraubten Zentralgranit. Die Diskordanz zu diesem wie zu den kristallinen Schiefern einzelner Gebiete ist gesichert.

Die Gliederung des Algonkiums wird durch den maßlos eintönigen Charakter seiner, durch tektonische Vorgänge kaum mehr veränderten Gesteine erschwert. Vergleiche mit alten, gut bekannten südafrikanischen Formationen oder solchen anderer Kontinente — wie des Vindhja Indiens, des Keweenawan, des Sparagmits und Torridons — geben wohl subjektive Anhaltspunkte, aber keine Sicherheit gleichzeitiger Entstehung. Lokale Namen der ausscheidbaren Gruppen sind deshalb südafrikanischen vorzuziehen, ehe nicht das Bestehen natürlicher Zusammenhänge durch Kartierung erwiesen ist.

Der Mangel aller Fossilien, das Trügerische petrographischer Ähnlichkeiten überwiegend kontinentaler Ablagerungen, das Irreführende der Annahme von einheitlichen Gruppen dort, wo Schichtlücken wahrscheinlich sind, die sehr große Anzahl von verschiedenen alten Brüchen, die ungleichzeitige, aber gleichartig gekleidete Formationen unerkant nebeneinander setzen, beruft zur Entwirrung der algonkischen Systeme in besonderem Maße die faltende Tektonik: Die verschiedenen, in ihnen ablesbaren Bewegungsperioden, denen im Felde bisher nur wenig Aufmerksamkeit gezeigt wurde, werden Wegweiser für eine klarere Schichtgruppierung sein.

Die allgemeine und begründete Tendenz geht dahin, die hier als Algonkium betrachteten Schichten als präpaläozoisch anzusehen. Im einzelnen bestehen aber auch hierin Meinungsverschiedenheiten, so z. B. über das Alter der Eisenquarzitschiefer, die BEHREND als archaisch ansieht, die aber fast Leitgesteine des Algonkiums auf der ganzen Erde sind, wie über das Alter der Tanganjika-Schichten, die hier für jünger als die kohleführende Ekka gehalten werden. Gegenüber dieser präpaläozoischen Einstellung sind einzelne Schriftsteller geneigt, auch paläozoische Formationen in Ostafrika und den Nachbargebieten zu erkennen, so STUDDT, BORNHARDT und vor allem GROSSE für das östliche Kongo-Becken. GROSSE sieht hier das ganze Paläozoikum vertreten, so im Kundelungu-Katete-Moaschi-System das Permokarbon, im Kabele-System das Devon, in den Nzilo- und Karagwe-Schichten Silur

und Kambrium. Mag das wohl irrtümlich sein, so bleibt es immerhin beachtenswert, daß paläozoische Formationen in Ostafrika durch Fossilien fast nicht erkennbar sind.

Das Oberalgonkium möge in ein unteres, das Kinga-System, und ein oberes, das Karagwe-System, geteilt werden. Einzelne, dem letzteren zugeteilte Schichtgruppen sind verdächtig, bereits zum älteren Paläozoikum überzuleiten.

1. Das Kinga-System

Im Kinga-Gebirge über dem NO-Njassa querte BORNHARDT auf 25 km eine gefaltete, steil SW fallende Folge von glimmerreichen hellen Schiefen von hochgradig kristallinem Aussehen, violetten phyllitischen Tonschiefen, braungrauen bis schwarzen Tonschiefen, gleich den vorgenannten mit Druckerscheinungen wie transversaler Schieferung und Riffelung. Sie baut ein reich gegliedertes, bis 3000 m ansteigendes Bergland auf. Am Tja Fukwa-Rücken werden ihre Schichten diskordant von flachen Tanganjika-Schichten mit Dolomiten, Diabasen, Sandsteinen überlagert.

Zum Kinga-System gehören die in kristalline Schiefer eingefalteten Phyllite und Quarzite in Ufipa, in Urundi.

Ein charakteristisches Glied des oberen Algonkiums sind die überall stark gefalteten, braunroten Eisenquarzitschiefer. Ihre schwere Verwitterbarkeit läßt sie an der Form leicht kenntliche ansehnliche Höhen bilden. Diese Itabirite sind verbreitet im Süden und SO des Viktoria-Sees (Usindja, Msalala), aber auch sonst in Resten bis Süd-Mozambique bekannt. Möglich ist es, daß sie in verschiedenen Stufen des Algonkiums vorkommen. Sie bestehen aus abwechselnden Lagen von Quarziten und Sandsteinen und von Roteisen. Letztere werden bis zu mehreren Zentimetern mächtig. Das sedimentäre Gestein gleicht mikroskopisch andern bekannten algonkischen Vorkommen, so Brasiliens, Nordamerikas. In den Itabiriten treten schwach goldhaltige Zonen auf, so das Bismarckreef südlich des Viktoria-Sees. Ihr Eisen wird von eingeborenen Schmieden verhüttet.

Im Süden des Viktoria-Sees enthalten die Ussongo-Schichten nach KUNTZ phyllitische Schiefer, quarzitisches Sandsteine, Arkosen, Konglomerate. Sie streichen NW bei senkrechtem Einfallen.

Nördlich des Lukuga bildet das Kinga- — oder Kabele- — System das NO streichende Manjoëma-Gebirge aus langgestreckten Berg- rücken von 400 bis 700 m rel. Höhe. Es sind stark aufgerichtete quarzitisches Sandsteine und Arkosen, dünnbankig und regellos von Quarzadern durchzogen.

Sollten zum Kinga-System die noch rätselvollen, aber wegen ihrer Lage bemerkenswerten, steil gefalteten Pindiro-Schiefer des Mbemkuru-Tales an der Südküste Deutsch-Ostafrikas zu stellen sein?

2. Karagwe-System

Als Karagwe-Gruppe beschrieben SCOTT ELLIOT und GREGORY von Karagwe, Ankole im Westen des Viktoria-Sees körnige Quarzite, grobe schiefrige Sandsteine, rote und braune Sandsteine mit Hämatitbändern, Tonschiefer. Sie sind — ebenso wie die gleichen Schichten im Zwischenseengebiet — stark geneigt und gestaucht. PRIOR gibt die Karagwe-Gruppe als weit verbreitet an in Uganda (Unjoro, Busoga) und im Norden des Viktoria-Sees mit ihren beiden jüngeren Abteilungen. Die Ansicht GREGORYS jedoch, daß sich diese Gruppe bis an den Tanganjika — als Tanganjika-Schichten anderer Autoren — fortsetzt, ist irrtümlich. Sie folgt in Urundi diskordant dem Kinga-System.

Eine ähnliche, doch flach liegende Serie: quarzitische Sandsteine mit Roteisenschnüren, mit Wellenfurchen und Regentropfen fand OSWALD im Kisii-Hochlande im NO des Viktoria. Die in den Nandi-Bergen über Archäikum folgenden Glimmerquarzite, dunklen massigen und groben roten Quarzite, „Mylonitgneise“, dürften dagegen dem Kinga-Systeme angehören.

Mafingi-Schichten bilden die steilen Mafingi-Berge im NW des Njassa-Landes. ANDREW und BAILEY gliedern sie in weiße, weiche Sandsteine (680 e. F.), braune und graue Arkosen (220 F.), weiße oder rötliche Arkosen und Grauwacken (4050 F.), harte dickbankige Quarzite (600 F.), schiefrige Sandsteine mit Geröllbänken, an der Basis mit kohligem Phylliten (2470 F.), weiße Quarzite und Arkosen (470 F.), Sandsteine (1300 F.). Die Mafingi-Schichten streichen überwiegend NO und fallen zwischen 40 und 75° NW. Sie werden mit BORNHARDTS Kapformation vom NO-Ufer des Njassa verglichen.

Diese „Kapformation“ war ein Aushilfsname für schwer deutbare, dazu verschieden alte Schichten, z. T. des Karagwe-Systems, z. T. der Tanganjika-Schichten. Am Kipengele-Rücken sind ersteren zuzurechnende Schiefer, Konglomerate, Arkosen aufgefaltet.

Die Spungabera-Schichten in Südmozambique sind eine mächtige, fast horizontale Folge von harten feinen Sandsteinen und Quarziten, daneben von bunten Phylliten und Tonschiefern, die sich teils mehr an ihre Basis halten, teils wie im Lusiti-Tale auch größere Dicke gewinnen. Intrusive Dolerite sind im Spungabera-Plateau sehr verbreitet.

Kundelungu-Schichten überziehen, fast horizontal lagernd, das südliche Westufer des Tanganjika. Diese — von CORNET zuerst so benannten — Kundelungu-Schichten umfassen nach unsrer Auffassung nicht die jüngeren Tanganjika-Schichten am Ostufer des Sees, die von BEHREND mit ersteren zu einem einzigen Komplex des „Tanganjika-Systems“ gefügt wurden. Zwischen dem 8. und 9.^o s. Br. bestehen die Kundelungu-Schichten aus einem Fußkonglomerat (20 bis 100 m), dick-

bankigen roten Arkosen (50 bis 120 m), grau-grünen Sandsteinen (30 bis 50 m), geröllführenden, mergeligen Sandsteinen (3 bis 6 m), Kalken, oft dolomitisch, stellenweise fehlend (40 bis 70 m), Tonschiefern mit Arkosebänken (über 150 m), roten Arkosen mit sandigen Schiefern (über 250 m). — Die Kundelungu-Schichten rücken wohl nahe an die Grenze des Paläozoikums, sind vielleicht schon Altpaläozoikum. Sie finden sich sehr ähnlich ausgestattet in NO-Katanga.

Unsicher im Alter sind eine ganze Reihe von kleineren Resten ähnlicher Gesteine, so z. B. von Konglomeraten mit Geröllen von Eisenquarzitschiefern in gestörter Lagerung am Smithsunde. Auch hier mag es sich z. T. bereits um älteres Paläozoikum handeln.

Mächtige Porphyrdecken flossen am Süden des Tanganjika in Ufipa und Marungu aus. Hier bestehen sie aus einer älteren kleinen Decke aus Quarzporphyr, und einer jüngeren aus schwarzgrauem Quarz-Hornblende-Porphyr, der in Pechstein übergeht. Südlich des Lufunso werden sie von einem mächtigen Granitstock durchbrochen. — Die Porphyre Marungus sind jünger als das Kinga-System, älter als die Kundelungu-Schichten. Sie wurden mit dem Ventersdorp-System Südafrikas verglichen.

c) Die Karro-Formation

Die Karro-Formation Südafrikas erreicht in Ostafrika in einigermaßen mit dieser vergleichbarer Entwicklung kaum den Äquator. Die ihr zugehörigen Schichten sind kontinentaler Entstehung: körnige Abtragserzeugnisse des Grundgebirges, in Wasserbecken niedergeschlagene feine Sandsteine, Schiefer und Kalke. Vereinzelt sind Kohlenlager eingeschaltet. Dazu gesellen sich doleritische Intrusionen und Decken von Melaphyren, Basalten und Diabasen.

Die Karro wird Ostafrika nicht als geschlossene Decke überzogen haben. Sie bildete sich einmal in getrennten Bodensenken der nur noch wenig gegliederten Präkarro-Landoberfläche, dann aber auch in geschlossenen, weithin verfolgaren Gürteln.

In der Karro Ostafrikas lassen sich die drei Hauptabteilungen derjenigen Südafrikas wiedererkennen.

Die Ekka-Gruppe beginnt meist mit Konglomeraten aus Granit, Gneis, Quarz wechselnder Abrollung, oder mit grobstückigen Brekzien, die den Verwitterungsschutt der Unterlage darstellen. Darüber folgt eine flözleere Untergruppe von Sandsteinen und Schiefern, die kohlenhaltige Mittelgruppe, und eine flözleere Obergruppe wieder aus Sandsteinen und Schiefern.

In den liegenden Konglomeraten und Brekzien sind sichere Anzeichen glazialer Bildungen, die an das Dwyka-Konglomerat erinnern

würden — dies geht sicher etwa bis zum 22.° S. Br. —, bisher nicht nachgewiesen. FOUMARIER erwähnt allerdings vom Lukuga „wahrscheinlich“ glaziale Konglomerate. Glazialverdächtig sind auch mächtige Blockpackungen der Ekka im Rukwa-Graben.

Die Schichten der Untergruppe sind überwiegend grau gefärbt. Die Flöze sind in der Mehrzahl autochthon. Doch schwanken sie, wie allgemein bei limnischen Kohlenlagern, stark in der Mächtigkeit. Mit wenigen günstigen Ausnahmen sind sie aschenreich. Die Flözgruppe birgt Vertreter der Glossopterisflora. Ihre Bedeutung nimmt nach Norden ab, wenn es auch noch nahe dem Äquator zu Kohlebildung kam. Die Gesteine der Obergruppe sind gern lebhafter gefärbt: rot, grün, violett. In ihr stellen sich Kalke häufig ein.

Diese Kalke könnten bereits der Beaufort-Gruppe zugehören, die auch in den Lualaba-Schichten des Kongo-Beckens vertreten ist. Ihr entspricht auch der mittlere Teil des Karru-Profiles an der Uganda-Bahn.

Der Stormberg-Gruppe mag das Hangende dieses Profiles zu fallen, so die Mazeras-Gruppe, die Shimba-Grits, vielleicht ein Teil der Karru von Tanga.

Die beiden jüngeren Gruppen stehen hinter der unteren an Verbreitung weit zurück. —

In Britisch-Ostafrika schaltet sich zwischen Gneisland und Jura der Küste die zu beiden diskordante Karru — Duruma- oder Mazeras-Gruppe — ein. Sie bildet einen schmalen, an der Uganda-Bahn 80 km breiten, von streichenden Brüchen gestörten Gürtel parallel der Küste. Die über dem Gneis mit groben Abtragsmassen einsetzende, mächtige (lückenlose?) Serie enthält:

- a) die Taru-Grauacke: grobe dunkle, feldspätige, kreuzgeschichtete Gesteine mit Geröllagen und dunklen Schiefern. In Schiefern am Sabaki (30.° S, 39.° O) fand GREGORY Fischschuppen und *Paläanodonta Fischeri* Am., die auch im Wolgaperm und in ihrer nahen Verwandten *Palaeomutela* in gleichalten Schichten des Njassalandes, Rhodesiens und des Kaplandes vorkommt. Die Taru-Grauacke enthalten Pflanzenhäcksels und sind kohlenverdächtig;
- b) Die Maji-cha-Chumvi-Schichten: harte, muschelartig brechende, glimmerige Kalksandsteine von graugrüner, verwitterter roter Farbe; daneben Sandsteine und sandige Schiefer. Mit Estherien (*E. Greyi* J.; aus dem Perm bekannt) und Pflanzen (*Thuyites*, *Carpolites*). Vielleicht Untertrias;
- c) die Mariakani-Sandsteine: hellgelb, fein, gutgeschichtet; mit Lagen sandiger muskovitreicher Schiefer;
- d) die Mazeras-Sandsteine: unten weiße, oben rötliche Quarzfeldspatsandsteine; daneben Schiefer und Schiefertone. Die oberen

Lagen („Shimba Grits“ GREGORYS) enthalten windgeschliffene Gerölle und quarzitische Konkretionen. c und d sind wohl Trias-Lias.

Die Mazeras-Gruppe fällt leicht nach der Küste ein. Je näher dieser, desto stärker ist sie gestört. In den Mazeras-Sandsteinen sind NW und SO fallende, NO streichende Brüche zahlreich, die erhebliche Störungen und Schichtwiederholungen vorrufen. Gleiches gilt ja für den anschließenden Jura-Gürtel.

Die Karru Britisch-Ostafrikas zieht nach Deutsch-Ostafrika, wo sie am (Nord- und) Ostfuße Usambaras erscheint. Die mit 5 bis 10° seewärts fallende, von NO-Brüchen zerlegte Karru von Tanga-Moa gliedert sich in:

1. eine untere Gruppe: grobe Gneiskonglomerate, diskordant auf Gneis (oder verworfen neben ihm?), Arkosen, Sandsteine, mit Bändern kohligler Schiefer, reich an Pflanzenhäcksel;
2. eine mittlere Gruppe: dunkle kohlige Tonschiefer und Sandsteine, mit sehr reichlichen, doch schlecht erhaltenen Pflanzenresten. Die Lagerungsform zur unteren Gruppe ist unsicher, eine Diskordanz annehmbar;
3. eine obere Gruppe: plattige und bankige Sandsteine von unregelmäßiger Schichtung, im Wechsel mit hellen sandigen Schiefern.

BORNHARDT sah hierin aus lithologischen Gründen Ekka, POTONIE auf Grund der wenig sicheren Pflanzen lieber Rhät-Lias.

Die von TEALE in den Tanga-Schichten gesammelten Pflanzen beschrieb SEWARD als *Eretmophyllum?*, *Ullmannia* sp., *Voltzia* (= *Voltziopsis* POT.). Der Charakter dieser — in Ostafrika bisher nicht bekannten — Flora wäre mehr europäisch als südafrikanisch, ihr Alter Trias oder Rhät, auch deshalb, weil *Glossopteris* selbst fehle. Doch soll MENNELL nun diese, zugleich mit wohl erhaltenen Reptilresten, gefunden haben. Möglicherweise entsprechen die unteren Tanga-Schichten dem Ekka, die mittleren und oberen der jüngeren Karru. TEALE hält die unteren für altersgleich den Taru-Grauwacken in Britisch-Ostafrika, die übrigen den diese überlagernden Schichten.

An der Tanganjika-Bahn könnte obere Karru zwischen Gneis und Dogger liegen. Die Karru am Ostfusse des Uluguru erwies BREHMER als Ekka. Er fand zwischen Ruvu und Mvuha in Schiefern und Sandsteinen autochthone Steinkohlen und Pflanzen, wie *Glossopteris Browniana* BR., *angustifolia* BR., cf. *Schizoneura? gondwanensis*, *Noeggerathiopsis*, *Cardiocarpus*. Dieser Komplex tritt zwischen Kissaki und Rufidji wieder zutage. Tafelberge verraten die Karru gegenüber den gerundeten Kuppen ihrer kristallinen Umgebung. Über groben Konglomeraten und Sandsteinen (100 m) folgen dort graue Tonschiefer mit Pflanzenhäcksel und *Glossopteris*-Resten (50 m), graubraune grobe

Sandsteine (150 m), Schiefer und Sandsteine von brauner Farbe (100 m), endlich feste helle Sandsteine (280 m). — Im Mkatta-Graben zwischen Uluguru-Gebirge und Hochlandsanstieg wurde Karru in Nähe der Tanganjika-Bahn mit Kohlschiefern erbohrt, am Ruhembe aber in 800 bis 900 m Mächtigkeit in einer der vorbeschriebenen sehr ähnlichen Folge mit Glossopteris-haltigen Schiefen von SCHOLZ erkannt. Solche Schiefer bergen bei Kidodi am Ruhembe eine Fauna von Süßwassermuscheln der Unterkarru mit *Palaeomutela semilunulata*, *Keyserlingi*, cf. *laevis*, cf. *ovalis*, cf. *orthodonta*, *obliqua*, *Murchisoni*, cf. *subovalis*, cf. *elegantissima*, *rhomboidalis*, *oblonga*, *Palaeonodonta okensis*, *Anthracosia Loewinsoni* (?). Eine gleiche Fauna ist aus dem Perm Rußlands bekannt. Außerdem fand WADE bei Kidodi *Colobodius africanus*, der zusammen mit *Palaeomutela oblonga* schon aus der Karru von Nkana am Njassa bekannt war. Die Schiefer von Kidodi enthalten ein bis zu 1 m mächtiges Flöz sehr unreiner Kohle.

Auch am Luwegu dürfte Karru — „Kreide“ der Literatur — entwickelt sein.

Im Tafellande des unteren Ruhuhu am Njassa ist Karru in einer Senkscholle erhalten. Sie enthält in ihrer Unterstufe 400 m mächtige Konglomerate und Sandsteine, in einer mittleren 40 m Schiefertone, 80 m kohlenhaltige Schichten und 40 m festen Sandstein, in einer oberen einen 300 m mächtigen Wechsel von feinkörnigen, tonigen, oft kalkigen Sandsteinen, Mergel- und Tonschiefern. Am verbreitetsten ist die Unterstufe. Die Oberstufe wurde nur in den, in jene versenkten Schollen des Dudy- und Kuigalo-Berges erhalten; am letzteren ist auch die Mittelstufe zu beobachten. Die Ruhuhu-Magerkohlen sind sehr aschenreich, oft brandschieferartig. Zu dieser geringen Güte kommt die Dünne der zahlreichen Flöze. An eine Ausbeutung ist kaum zu denken. In den Kohlenhorizonten wurden die Rhizome von Glossopteris — *Vertebraria* — gefunden.

Mit der Karru am Ostufer des Njassa stimmt die an seinem Nordende gut überein. Zwischen Kivira und Ssongwe zerfällt sie in:

- die liegende Partie: Konglomerate, wohl auf Gneis, und flözleere graue Sandsteine, bis 800 m mächtig;
- die mittlere Partie: Kohlenzone mit Steinkohlen, Brand- und Tonschiefern; 20 m mächtig. Mit ? Gangamopteriden;
- die hangende Partie: flözleere Sandsteine; Schiefertone und Sandsteine von rötlicher Farbe; graue Letten mit Kalkkonkretionen; graue und braune Kalksandsteine und Süßwasserkalke mit Landpflanzenresten; 60 m mächtig.

Die Kohlenzone wurde zwischen Iwogo-Rücken und Ssongwe auf 15 km Länge mit NS-Streichen und flachem O-Fallen verfolgt. Die Kohlen

sind von mittlerer Güte, teils Mager-, teils weniger verbreitete Fettkohlen, und bauwürdig. In einer 20,8 m mächtigen Folge im Kandetebache treten 5 Flözgruppen mit 11 m Kohle auf.

Die Karruformation vom Nordende des Njassa findet ihre Fortsetzung an das Westufer des Sees. Zunächst seien jedoch die Vorkommen am Rukwa- und Tanganjika-Graben erwähnt. Über erstere ist wenig bekannt. Handstücke zeigen große Ähnlichkeit mit Gesteinen der Tanganjika-Formation. Am westlichen Tanganjika ist Karru erhalten im Lukuga-Graben. Hier liegen über Grundkonglomeraten, roten und gelben Sandsteinen von 100 m Mächtigkeit graue Schiefer mit Kalklagen,



Fig. 87. Die Tanganjika-Formation im Becken von Gottorp, Deutsch-Ostafrika.

(Nach KRENKEL.)

Gm = Gneisgranit	} des Grundgebirges
Di = Diabasgänge	
Sch = Schiefer	} der Tanganjika-Formation
S = Sandstein	
k = Konglomeratlagen	
D = Sande, Lehme	} der Deckschichten
T = Tone (Seeabsätze)	
G = Gehängeschutt.	

Kohlenflöze und Brandschiefer, darüber rote Sandsteine mit Konglomeratbänken, rote Arkosen und Schiefer. In der Kohlenzone fand MERCENIER Ekka-Pflanzen, so *Noeggerathiopsis*, *Eusigillaria favularia*, *Stenopteris*, *Subsigillaria leiodermaria*. Die der Karru zufallenden Lualaba-Schichten am Ostrande des Kongo-Beckens werden mit diesem besprochen. —

Am mittleren Ostufer des Tanganjika bedecken die „Tanganjika-Schichten“ erhebliche Flächen. Am See ist ihr Komplex in das Grundgebirge versenkt, an seinem Ost- und Nordrande überhöht er mit Erosionsstufen den gneisigen Zentralgranit und die Karagwe-Schichten des Zwischenseengebietes. Das Alter ist infolge Fossilmangels unsicher. Meist wird es dem algonkischen Potschefstrom- oder Transvaal-System Südafrikas verglichen. Die Ähnlichkeit eines Teiles der Gesteine mit den höheren Horizonten der Karru am Lukuga, am Nordende des Njassa,

im Rukwa-Graben könnte dafür sprechen, sie zur Karru zu stellen, und zwar über die kohlenhaltigen Ekka-Schichten. Die untere Abteilung besteht aus verschiedenen körnigen, rötlichen und hellen Sandsteinen in unregelmäßigen Bänken, bunten Tonschiefern mit Entfärbungsringen, seltenen Kalken („Sandsteinschichten“ TORNAUS). Die obere zeigt dagegen überwiegend helle, rötliche und graue dichte oder bläuliche bis schwarze, oft etwas spätige und von dunklen Tonhäuten durchzogene Kalke und Dolomite. Diese sind reichlich von Hornsteinen in Nestern und Schmitzen oder als lagenförmige Konkretionen durchsetzt. Daneben stellen sich Sandsteine, Schiefer und weiche Letten ein („Kalkkiesel-schichten“ TORNAUS). In den Sandsteinen ist wirrste Kreuzschichtung zu Hause, in den feinen Sandsteinen und Schiefern Wellenfurchen und Trockenrisse. Die Kalke sind lagenweise oolithisch. Die Oberabteilung mag in einem großen (salzigen?) Binnensee abgesetzt sein.

Im Gebiete der oberen Tanganjika-Schichten treten Diabase (Melaphyre?) als weite Decken und als Gänge auf, erstere besonders in Hochuha. Diabase scheinen übrigens auch in anderen Karru-Arealen aufzutreten.

Die Tanganjika-Schichten haben in der Kalkgruppe Ähnlichkeit mit der Folge am Tja Fukwa (am NO-Njassa), wo über älteren Gesteinen sandige Arkosen, Dolomite und Kieselkalk folgen, bedeckt von einer Diabasdecke. Die Kalkgruppe erinnert ebenfalls an die hangenden Kalkschichten der Karru am Kivira.

Sandige Tanganjika-Schichten umgeben das Südende des Tanganjika, denen am Malagarassi durchaus gleichend.

Zu ihnen mögen die 400 m mächtigen Konglomerate und Arkosen gestellt werden, die BEHREND aus Marungu erwähnt. Ferner eisen-schüssige horizontale Sandsteine, die KUNTZ am Mbalageti, in Ussuri und Iramba sah. —

Im Njassaland ist die untere Karru in getrennten Resten erhalten, die zumeist an Brüchen des Njassa-Systems in das Grundgebirge einsanken. ANDREW und BAILEY unterschieden in ihr drei Gruppen:

- a) eine liegende, mit Grundkonglomeraten und Brekzien, und mit weißen Sandsteinen, 2—300 m mächtig; sichere Anzeichen von Dwyka-Konglomerat fehlen.
- b) eine mittlere von dunklen Schiefern, Tonen und Steinkohlen, 60 m mächtig. Die Flöze am Waller-Berge sind bauwürdig. Sie besitzen Linsenform und sind sehr veränderlich, wohl allochthon. An Ekka-Pflanzen fanden sich *Glossopteris indica*, *setifera*, *angustifolia*, *Noeggerathiopsis*, *Schizoneura gondwanensis*.
- c) eine hangende mit groben Grauwacken, Schiefern, Süßwasserkalken, diese oft oolithisch. Darin lagen *Palaeomutela oblonga*,

Estheriella, *Colobodus africanus*, *Acrolepis* (?) *Drummondi* (= Drummond Beds MOORES).

Am unteren Shire folgen über Konglomeraten, Brandschiefern und Kohlen die unteren Sandsteine (1800 m mächtig), der mittlere Schieferhorizont mit Sandsteinen, Kohlenflözen und Pflanzenresten, so *Glossopteris* (1300 m mächtig), die hangenden dickbankigen Konglomerate, Sandsteine und Grauwacken (1300 m mächtig), über ihnen die Lavagruppe (1600 m mächtig) und nochmals konglomeratische Sandsteine. Die Lavagruppe enthält Decken von Mandelbasalten, weniger Andesit und Rhyolith, keine Tuffe, vereinzelt aber Gänge von Quarzporphyr. Diese Effusiva erinnern zum Teil an die Basalte Rhodesiens. ANDREW und BAILEY vergleichen sie mit den Lavaergüssen der Stormbergzeit Südafrikas. —

In Mozambique ist die Karru am Ludjende, einem Nebenfluß des Rovuma, mit Kohlen-Horizonten und *Glossopteris indica* zu erwähnen.

Im Becken von Tete wurde Karru 1882 entdeckt. Es erstreckt sich, grabenförmig versenkt, im Sambesi-Tale vom Westen der Kebrabassa-Schnellen bis zur Lupata-Enge. ZEILLER wollte in ihm auf Grund der ihm irrtümlicherweise als vom Sambesi gebrachten Pflanzen Karbon der Nordhemisphäre feststellen. GOTHAN wies den Irrtum nach und erkannte Ekka-Pflanzen im Tete-Becken. Die Kohlen sind mittlerer Güte: doch erreichen die Flöze bis zu 14 m Dicke.

Südlich des Sambesi taucht die Karru am Rande des Grundgebirges hervor. Im Sabi-Gebiete folgt sie diskordant der algonkischen Spungabera-Gruppe. Diskordante Basalte überdecken sie. Doleritische Intrusionen knüpfen wieder Fäden zur südafrikanischen Ausbildung der Karru.

d) Jura

Der in Abessinien breite Räume überspannende Jura begleitet auch das ostafrikanische Küstenland, doch nur in sehr verschmälertem, an der Tanganjika-Bahn am weitesten landein vordringendem Bande. Mombasa, Tanga-Mtaru, Ngerengere, die Matumbi-Berge, der Tendaguru sind die Außenposten auf seinem Wege. Aus Mozambique wurde Jura bisher nicht bekannt. Doch scheint es nicht sicher, daß er bereits am Rovuma die Südgrenze seiner Verbreitung auf dem Festlande erreicht.

Der Jura setzt an der Tanganjika-Bahn mit dem untersten Dogger ein. Doch beginnt die Transgression mit verschiedenen Stufen, so bei Mombasa mit dem Bathonien, am Tendaguru, also nach Süden zu, erst mit dem Oxford, und in wechselnder Schärfe, bald über Grundgebirge, bald über Karru. Schichtlücken sind nicht ausgeschlossen, und die Frage, ob Jura und Unterkreide sich ohne Unterbrechung folgen, noch nicht spruchreif. In ihrer Fazies verraten die Gesteine aus der Wende Jura-

Kreidezeit im Süden Deutsch-Ostafrikas jedenfalls Absatz in sehr flachen, ja lagunären Gewässern. Der Flachseecharakter der Juraschichten deutet auf sehr langsame, gleichförmige Senkung des überfluteten Gebietes während der Dauer der Sedimentierung hin. Die präjurassische Landoberfläche ist subaërischer Entstehung. Inselberge entragten ihr, die das vordringende Meer umflutete, ohne sie wegzuräumen.

Die ersten Nachrichten über den Jura — und zwar über den Mombasas — vermittelten der Missionar KRAPF (1857) und O. FRAAS, HILDEBRANDT und BEYRICH. DACQUÉ gab umfassende Darstellungen seiner Verbreitung und Fauna. Solche wurden nach 1910 von JANENSCH und HENNIG für die Wirbeltiere der Tendaguruschichten, für deren Invertebraten von DIETRICH, LANGE, ZWIERZYCKI, für Mombasa von SPATH und GREGORY gegeben.

Die wohl über 5—600 m mächtige fossilreiche Jurafolge an der Uganda-Bahn Britisch-Ostafrikas ist eine der wichtigsten Ostafrikas. Sie folgt diskordant über den Mazerassandsteinen und wird ebenso überdeckt z. T. wohl von Unterkreide, z. T. von Tertiär. Starke Störungen im Sinne der östlichen Störungszone sind in der Folge vorhanden. Bajocien ist nicht nachgewiesen; der oberste Jura fehlt. Dazwischen lassen sich fünf Horizonte unterscheiden. Der Kambe-Kalk des Bathonien ist massig und dunkelgrau, unten sandig. Er verwittert karstig. In Pyritknollen liegen Ammoniten wie *Phylloceras Kudernatschi* und *Sowerbyceras* aff. *tortisulcatus*. Als Fazies gelten Riffkalke — voll von Muscheln und Korallen wie *Kobyia Rossi*, *Diplarea Northeyi* — und oolithische Kalke. Die Diskordanz zur Mazerasgruppe erkennt GREGORY darin, daß der Kambekalk über verschiedene ihrer Horizonte übergreift, daß jene und der Jura abweichend einfallen. Die Kibiongoni-Schichten des Callovien bestehen aus Schiefern, glimmerigen und Muschelsandsteinen. Die Miritini-Schiefer — Unteroxford, vielleicht zum Teil noch Callovien — sind dunkle Schiefer mit Kalkkonkretionen. Die Rabai-Schiefer des Oxford sind olivgrüne, verwittert gelbe Schiefer mit Septarien voller Ammoniten wie *Macrocephalites Rabai*, *Peltoceras arduennense*. Die Chagamwe-Schiefer von gleicher Art enthalten *Phylloceras malayanum*, *Lytoceras Fraasi*, *Oppelia trachynota* (?), viele Perisphincten, *Aspidoceras* (*Physodoceras*) *Richthofeni*. Das Alter dieser Chagamwe-Schichten ist sehr verschieden beurteilt worden: zunächst als Oberkimmeridge-Tithon, dann von GREGORY als Kimmeridge, von DACQUÉ als Séquanien-Oberoxford, von SPATH als „Perarmaten-Zone“. DIETRICH sieht in ihnen mit guten Gründen, gestützt auf Formen wie *Waagenia Hildebrandti*, *Aspidoceras Richthofeni*, Mittelkimmeridge bis Untertithon. Jedenfalls enthält der mächtige Komplex der Miritini-, Rabai- und Chagamwe-Schiefer wohl eine lückenlose Oberjura-Folge vom Unteroxford bis zum Untertithon.

Im Küstenlande Deutsch-Ostafrikas ist der Jura wenigstens durch Fossilien nach seinen Hauptstufen zu gliedern. Er umfaßt die Zeiten vom Bajocien bis mit Kimmeridge-Tithon. Bei Tanga wurde Bathonien als graue oolithische, 30 m mächtige Kalke in Tiefbohrungen



Fig. 88. Geologische Skizze der Umgebung von Mombasa.

(Umgezeichnet nach GREGORY.)

- | | | |
|-------------------------------------|-----------------|--|
| 1 = Maji cha Chumri-Sch. | } Duruma-Gruppe | 7 = Rabai- und Changamwe-Schiefer; Oxford, Kimmeridge, Untertithon. [Jungtertiär am Mombasa-Kriek nicht eingezeichnet] |
| 2 = Mariakani-Sandsteine | | 8 = Magarini-Schichten; Altquartär |
| 3 = Mazeras-Sandsteine | | 10 = Quartär des Küstensaumes; mit Korallenriffen bei Mombasa. |
| 4 = Kambe-Kalk; Bathonien | | |
| 5 = Kibiongoni-Schichten; Callovien | | |
| 6 = Miritini-Schiefer; Oxford | | |

durch KOERT nachgewiesen, deren Ähnlichkeit mit dem Kambekalk auffällig ist. Ihre Fauna mit *Cidaris glandifera*(?) wurde zunächst als Oxford beschrieben. Die kalkigen Schiefertone des Callovien mit Geodenbänken und Eisenoolithkalken in fazieller Vertretung enthalten zahlreiche Ammoniten wie *Phylloceras mediterraneum*, *Sphaeroceras bul-*

latum, *Macrocephalites macrocephalus*. DACQUÉ sagt, daß dies Callovien nicht im offenen Meere, sondern in kleinen Buchten, ja schmalen Lagunen abgelagert wurde. Aus den Septarienmergeln des Oxford von Mtaru am Pangani wurde von STUHLMANN eine der frühest bekannten Jurafaunen Ostafrikas gesammelt und von TORNQUIST beschrieben. Das Unteroxford besteht aus Sandstein und Septarienmergel und enthält *Macrocephalites holcostephanoides*, *Stuhlmanni*, *Perisphinctes mtaruensis*, *Rhynchonella aequatorialis*. Oberoxford ist vielleicht durch *P. mtaruensis* FUTT. = *africanus* DACQ. angedeutet. Der Jura von Tanga-Pangani sieht einer Neubearbeitung durch RECK und DIETRICH entgegen. In den Septarienmergeln von Sadani und Bagamojo könnte neben Oxford auch Kimmeridge vertreten sein.

Ein gut durchgeprüftes Profil durch den Jura entlang der Zentralbahn gab HENNIG. Bei km 148,5 liegt westlich der Brücke über den Ngerengere Gneis, östlich aber ein Schichtstoß aus kontinentalen Konglomeraten, Sandsteinen, Letten von vorwiegend roter und brauner Farbe. Sie sind der Lagerung nach Lias. Nach ihrer Fazies wären diese „Ngerengere-Schichten“ noch als Karu zu bezeichnen.

Darüber folgt bei km 139,7—5 eine tiefste Fossilischiht, die den marinen Dogger einleitet. Sie steht stratigraphisch hart an der Liasgrenze und enthält *Gervilleia* Gr. der *acuta*, *Trigonia* Gr. der *costata*, *Dietrichia parvula*, *Astarte*. Bei km 137,7 stellt sich ein Personatenoolith vom Alter Braunjura β ein, ein frisch graublaues, verwittert aber bräunliches und feinoolithisches Gestein, gelegentlich mit kohligem Häcksel, enthaltend *Pecten demissus*, *pumilus*, *Velopecten* cf. *abjectus*. Von km 136,8 bis 124,9 bildet ein heller Ton in weiten Flußauen die Oberfläche. Er dürfte etwa Braunjura γ sein; doch ist er durch Fossilien nicht sicher belegt. Dem höheren Mitteldogger (δ) und dem Bathonien werden Fossilfunde auf den Plateaustufen zugerechnet wie *Ostrea costata*, *Gervilleia* cf. *iraonensis*, *Astarte pulla*, *Posidonia Buchi*.

Zwischen km 123 und 121 vollzieht sich der Übergang zum Callovien (Cornbrash) in Fossilbänken mit *Eryma calloviensis* und individuenreichen Exogyrenbänken. Dann setzt das Callovien ein, das bei km 119,9—7 in Brüchen bei Pendambili gewonnen wurde. Fossilien sind: *Pholudomya angustata*, *exaltata*, *carinata*, *Pleuromya peregrina*, *Ceromya concentrica*, *Modiola plicata*, *Avicula digitata*, *Phylloceras disputabile*, aff. *haloricum*, *Proplanulites Kinkelini*, *Perisphinctes pendambilianus*. Unmittelbar auf km 119,5 legen sich Schichten mit reicher Fauna, die am besten als Obercallovien zu bezeichnen sind. Sie gaben *Pseudomonotis echinata*, *Pecten* Gruppe des *lens*, *Perisphinctes* cf. *convolutus*.

Bei km 119,3—2 wurde ein Kalk des Malm, und zwar des tiefsten Oxford, angeschnitten mit *Aspidoceras* cf. *perarmatum*, *Natica Zetes*,

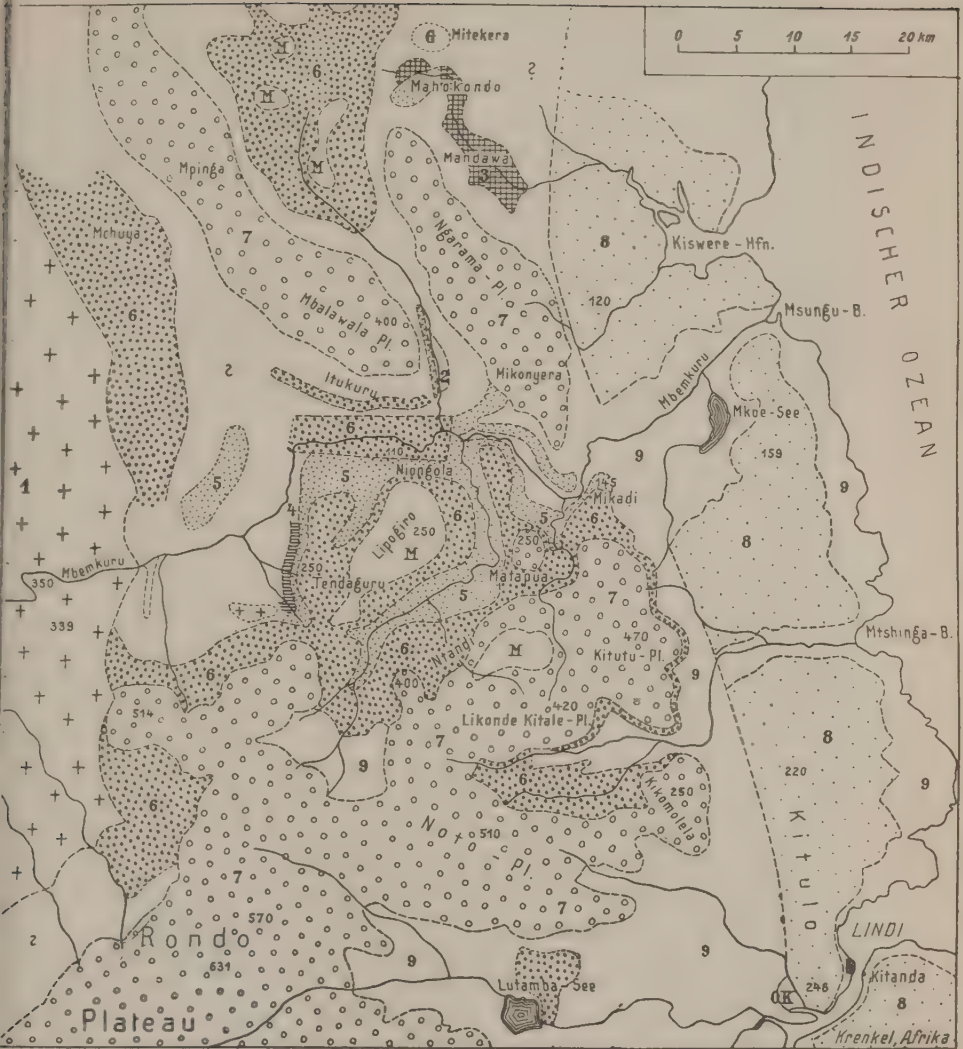


Fig. 89. Geologische Karte des Hinterlandes von Lindi, Deutsch-Ostafrika.
(Umgezeichnet nach HENNIG.)

1 = Gneis, 2 = Pindiroschiefer, 3 = Dogger, 4 = Untere Saurier- und Nerineenschicht, 5 = Mittlere Saurier- und Smeeschicht (4 und 5 = Oberjura), 6 = Obere Saurier- und Schwarzschiefer (Wealden, Neokom), 7 = Makonde-Schichten (Apt), G = Gault, OK = Oberkreide, 8 = Tertiär, 9 = Quartär (M = Mikindani-Schichten; Alluvionen).

Gervilleia acuta, *Unicardium laevigatum*. Bei km 118,95 gefundene große Austern entziehen sich der Altersdeutung.

Der marine Dogger-Oxford-Komplex wurde „Ruvu-Schichten“ genannt.

Die bunten Mergel von km 116,6—2 und wieder bei 114,4 erinnern sehr an die Dinosaurier-Schichten vom Tendaguru („Tendaguru-Schichten“). Wie weit die Vollständigkeit der Jurafolge nach oben geht, ist unsicher. Kimmeridge scheint zu fehlen.

In dem nach seiner, wohl bis ins Urgon gehenden Schichtfolge wie Tektonik fast unbekannten Mahokondo sammelte RECK aus gelben Mergeln von Geoden umkleidete Ammoniten. DIETRICH bestimmte *Lytoceras* aff. *Fraasi*, *Phylloceras subplicatus*, *ptychoicum*, *mesolcum*, *Haploceras* Gr. des *fialar*, *Taramelliceras* cf. *compsum* und sp. (*trachynota*), *Streblites* cf. *planopicta* und *Frotho*, *Perisphinctes africogermanus*, *Recki* und *Mülleri*, *Virgatospinctes mahokondobeyrichi*, *Idoceras mahokondobalderus*, *Nebroditis* sp. und *aethiopicoherbichi*, *Aspidoceras* (*Physodoceras*) *Richthofeni*.

Diese stückreiche, aber artenarme „Perisphinctes-Physodoceras-Fauna“ ist eine Vergesellschaftung aus mitteleuropäischen, mediterranen, himalaischen, suedandinen und provinziellen Elementen. Sie zeigt also starken Kosmopolitismus. Doch fehlen ihr bezeichnende Spitiformen. Ihr Alter ist durch ausgezeichnete Kimmeridge-Leitformen als Untertithon, Ober- und Mittelkimmeridge bestimmt. Den Mahokonder gleiche Septarienmergel wurden bereits von Mombasa erwähnt: diese Fazies erstreckt sich mit Zwischenetappen über fünf Breitengrade. Ein Teil der Juramergel Mombasas ist altersgleich. Die Altersgleichung Mahokondo-Tendaguru ist folgende:

Mahokondo		Tendaguru	Alter
Smeei-Schichten			Untertithon Oberkimmeridge
Perisph.-Aspid.-Schichten	Mittlere Saurierschicht		Oberkimmeridge Mittelkimmeridge
Nerineen-Schichten			Mittel- und Unterkimmeridge
? Mariner Kalksandstein	Untere Saurierschicht		?

Durch seinen Reichtum an Resten großer und kleiner Dinosaurier berühmt wurde der Hügel Tendaguru wenige Tagemärsche NW von Lindi. Die Tendaguru-Schichten, bestehend aus brackischen Schiefern und marinen litoralen Sandsteinen, wurden in einer Mächtigkeit von 150 m über einer gneisigen Hügellandschaft abgesetzt. Sie erreichen

im SO Deutsch-Ostafrikas eine Breite von wenigstens 27, eine NS-Erstreckung von über 100 km. Am Tendaguru ist über dem Gneis folgendes Profil entblößt:

1. Unterer Saurier-Horizont, über 20 m mächtig, graue und rote, sandige Mergel. Auflagerung nicht erschlossen. Mit wenigen Resten kleiner Dinosaurier und Cyrenen. Oxford.
2. Nerineen-Schicht, 25 m mächtig. Mürbe und harte, gelbe oder graue Kalksandsteine mit Pflanzenresten. Mit *Nautilus Sattleri* (und *latifrons*), *Haploceras priscum*, *Perisphinctes cf. sparsiplicatus*, cf. *Achilles*, *Staffi*, cf. *mombassanus*, *Nerinella Credneri*. Unter- und Mittelkimmeridge.
3. Mittlerer Saurier-Horizont, 15 m mächtig. „Sauriermergel“. Mit den besten Skeletten; bei Kindope mit 15 000 Knochen; 6 Schädel. *Brachiosaurus Brancai* (auch höher) und *Fraasi*, *Dicraeosaurus Hansemanni*, *Kentrurosaurus aethiopicus*. Kleine Ornithopoden: *Nanosaurus* und *Hypsilophodon*. Oben und unten marine Gastropoden. Kimmeridge.
4. *Trigonia Smeei*-Horizont, 20 m mächtig. Kalksandsteine mit *Phylloceras mesolecum*, *Haploceras spira* und *Dieneri*, *Lissoceras elimatum*, *Hecticoceras Kobelli*, *Craspedites africanus*, *Perisphinctes Bleicheri* und *sparsiplicatus*, *Trigonia Smeei* und *ventricosa*, *Gervilleia dentata*, *Cidaris glandifera*. Oberkimmeridge, Unterthiton.
5. Oberer Saurier-Horizont, 40 m mächtig. Bunte Mergel mit Sandsteinbank. *Gigantosaurus africanus* (*Diplodocus* nahe verwandt) und *robustus*, *Brachiosaurus Brancai* und *Fraasi*, *Dicraeosaurus Sattleri*.

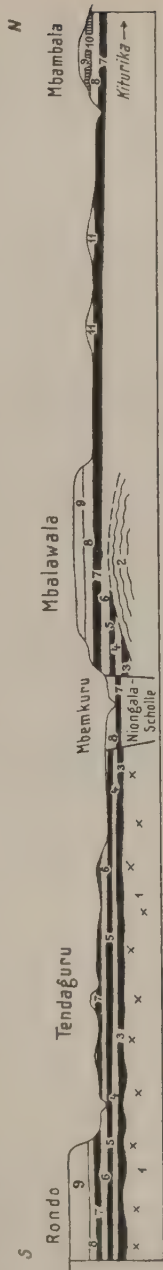


Fig. 90. Profil vom Rondo-Plateau über den Tendaguru zum Mbambala—Kiturika-Plateau. (Umgezeichnet nach HENNIG.)

- | | |
|--------------------------------|---|
| 1 = Gneis | 9 = Makondeschichten mit Newala-Sandstein |
| 2 = Pindiro-Schiefer, gefaltet | 10 = Kiturika-Fazies von 8 und 9 |
| 3 = Untere Saurierschicht | 11 = Deckschichten. |
| 4 = Nerineenschicht | |
| 5 = Mittlere Saurierschicht | |
| 6 = Smeeschicht | |
| 7 = Obere Saurierschicht | |
| 8 = Schwarzschieht | |

- Panzersaurier und selten Theropoden. *Lepidotus minor*, ein Ganoid des Wealden. *Mytilus*, Cyrenen in Kolonien. Wealden.
6. *Trigonia Schwarzii*-Horizont, 5 m mächtig. Grobe weiße Sandsteine und braune Sandsteine mit reicher mariner Fauna. 32 Ammoniten, darunter *Phylloceras* aff. *infundibulum*, *Astieria scissa*, *Holcostephanus crassus*, *Hoplites* cf. *neocomensis*, Crioceraten, Nautilus. Mit *Exogyra Couloni*, *Trigonia Schwarzii*, *Smeei*, *Bornhardti* und *conocardiformis*. Neokom.
 7. Darüber Makonde-Schichten. Bunte fossililere Sandsteine, Mergel. Mit Lagen von Newala-Sandstein. Aptien.



Fig. 91. Ausgrabungen am Tendaguru: Skelett eines Sauropoden.
(Nach der Tendaguru-Expedition.)

Diese Folge wird von den Bearbeitern ihrer Fauna als lückenlos vom Oxford bis zum Aptien angesehen. SCHUCHERT wies jedoch auf manches hin, was für Unkonformitäten in ihr spricht, so besonders zwischen den beiden unteren Horizonten und den höheren, vielleicht noch in letzteren selbst. Die Makonde-Schichten dürften diskordant folgen. In den Schichten 3—6 herrscht großer Fossilreichtum: in den Saurier-Mergeln an Knochen, in den Sandsteinen an Ammoniten, Mollusken, Korallen. Die unteren Saurier-Mergel sind nur vom Tendaguru-Sockel bekannt, die obersten noch bis Makangaga westlich von Kilwa infolge des nördlichen Schichtfallens. Daß diese nicht rein terrestrisch sind, zeigen *Mytilus* und die Cyrenen-Kolonien. Die Meeresfauna der Sandsteine bricht gegen die Saurier-Lagen meist plötzlich ab.

Die Saurier-Lager am Tendaguru wurden 1907 von SATTLER entdeckt, von E. FRAAS und später durch die Tendaguru-Expedition unter JANENSCH und HENNIG ausgebeutet. Mit einem Aufwande von 200 000 Mk. wurden 5800 Trägerlasten mit Knochen im Gewichte von 225 000 kg zur Küste geschafft. Die erste Rolle unter den wieder-erstandenen Dinosauriern spielen Sauropoden mit ihren Riesenformen, so *Brachiosaurus*, dem gewaltigsten Wirbeltiere der Erde, größer als *Brontosaurus* und *Diplodocus*. Sein Riesenleib war von gewaltigen, in Vorder- und Hinterhand fast gleich langen Gliedmaßen getragen. Die größten gefundenen Oberarmknochen sind 210 und 213 cm lang. Unter den herdenartigen Funden von Orthopoden sind die Stegosauriden erwähnenswert mit dem stark bewehrten Kentrurosaurus, der jedoch nur 5 m lang wurde. Auch Theropoden und Flugsaurier wurden ausgegraben.

Die Lagerungsart der Knochen ist verschieden. Sehr häufig sind Reste, die aus ihrem natürlichen Verbande mit dem übrigen Skelett gelöst sind. Solche isolierten, zusammengeschwemmten Knochen bilden gern ganze Lager. Nur in seltenen Fällen wurden große Skeletteile und leidlich vollständige Gerippe freigelegt. Sehr selten sind die kleinen zarten Schädel.

Die Ansichten über die Entstehung der Saurier-Schichten stimmen nicht überein. JANENSCH und HENNIG erblicken in ihnen marine Ablagerungen. Die Landdinosaurier hausten am Strande des Indischen Ozeans und fanden ihren Tod durch Ertrinken in den flachen küstennahen Gewässern: zur Zeit der Ebbe gingen sie auf dem trocken gefallenem Meeresboden der Nahrung nach und kamen, von der rückkehrenden Flut überrascht, elend um. Oder sie wanderten in Zeiten großer Dürre in die Schlammböden der Lagunen und versanken in ihnen wegen ihres großen Gewichtes. ABEL meint dagegen, die Leichen der



Fig. 92. Oberarm des größten Dinosauriers vom Tendaguru im Vergleich zum Oberarm des Menschen (links) und des Elefanten. (Nach der Deutschen Tendaguru-Expedition.)

Vergleichende Tabelle

	Südarabien	Abessinien	Somalien	Mombasa
Liegendes	Grundgebirge; Sandsteine	Adigrat-Schichten	Adigrat-Schichten Lugh-Schichten mit <i>Modiola minuta</i>	Obere Duruma- Gruppe
Lias		? Lias mit kleinen Muscheln ↓	Matagoi-Kalke?	
Bajocien	?	—	—	?
		↑		
Bathonien	Dunkle Kalke mit <i>Parallelodon</i> <i>Egertoni</i>	Antalo-Schichten mit <i>Rhynchonella</i> <i>lotharingica</i> .	Bihindula-Kalk mit <i>Parallelodon</i> <i>Egertoni</i>	Kambe-Kalk
		↓		
Callovien	?	?	Sch. mit <i>Pholadomya carinata</i>	Kibiongoni-Sch. (mit Proplanuliten)
Oxford	?	?	Abu el-Kassim- Kalk mit <i>Rhynch.</i> <i>moravica</i>	Miritini-Schiefer
Séquanien	?		Kalkmergel von Atschabo und Harro Rufa	Rabai-Schiefer
	↑		Djuba	
Kimmeridgien	Dunkle Kalke mit <i>Perisphincten</i>	Djimma-Kalk (= Lagagima-Kalk)	Mergelkalke mit <i>Pholadomya Protei</i>	Changamwe- Schiefer mit <i>Waagenia Hildebrandti</i> , <i>Physodoceras Richthofeni</i>
Tithon	—	?	?	↓ —
Unter-Kreide	—	Obere Sandsteine	Tug; Abu el-Kassim	Sch. mit <i>Ostrea Minos</i>

des Jura in Ostafrika

Tanga	Tanganjika-Bahn	Tendaguru	Nord-madagaskar	Süd-afrika
Karru	Karru	Gneis		Karru
? Rhät-Lias	Lias („Ngerengere-Schichten“)		Mariner Lias	
—	Unterste Fossilbank Kidugallo-Oolith Tone Ngerengere-Vorkommen	—	Sch. mit <i>Trigonia costata</i>	—
Massige grane Kalke	Ruvu-Schichten Nerineen-Bank Exogyren-Bank	—	Kalke mit <i>Rhynch. concinna</i> (Lagunäre Bildungen mit Dinosauriern)	—
Kalkige Schiefer- tone mit Geoden (mit <i>Phyll. mediterraneum</i> , <i>Macrocephalus</i>)	Kieselkalke von Pendambili (mit Proplanuliten)	—	Schiefer mit <i>Reineckia anceps</i> Kalke mit <i>Macrocephalus</i>	—
Septarienmergel von Mtaru mit Perisphincten	Schneckenkalke	„Lindi- Formation“ (Oberjura + Unterkreide)	Kalke mit <i>Perisph. plicatilis</i>	—
Sch. mit <i>Perisph. mtaruensis</i>	? bunte Mergel	Unterer Saurier-Horizont		—
—	(Mahokondo im Süden von Deutsch- Ostafrika)	Nerineen-Schicht Mittlerer Saurier-Horizont	Schiefer mit Macrocephaliten, Aspidoceraten	—
—	Tendaguru-Schichten	Trigonia-Smeei-Schicht	?	—
—	—	Oberer Saurier-Horizont	Berrias	Uitenhage- Formation

Vergleich des deutsch-ostafrikanischen Jura mit anderen Jura-Vorkommen

Deutsch-Ostafrika (Tanganjika-Bahn nach E. HENNIG; Lindi)			England	Württemberg	Indien
Lias	Liegendes: Gneis				
	Kontinentale Sandsteine und Konglomerate	Ngerengere-Schichten	Lias	Schwarzer Jura $\alpha-\zeta$	—
	„Recksche Fossilbank“ Kidugallo-Oolith, Matuli-Ton	untere	Marly sandstone	α Opalinus-Ton β Personaten-Sandstein	
Dogger	helle Tone		unterer } mittlerer } Inferior Oolite oberer }	γ { Sowerbyi-Bank Blaukalk	—
	Ngerengere-Vorkommen Mihande-Schicht	mittlere	Great Oolite	δ { Giganteus-Ton Blagdeni-Zone Bifurkaten-Oolith	
	Vikulunkulu-Vorkommen			ε { Parkinsoni-Oolith Varians-Zone Macrocephalen-Oolith	Patchum-Gruppe
	Nerineen-Korallen-Bank Exogyren-Bank	obere	Cornbrash	ζ { Ornaten-Ton Jason-Zone	Charee-Gruppe
	Astarte-Lager Proplanuliten-Bank Convoluten-Lager		Kelloway		Belemniten-Schichten Spiti-Schiefer
Malm	Schneckenkalk Untere Saurier-Schicht		unteres } mittleres } Oxford oberes }	α { Lamberti-Zone Transversarius-Zone Impressa-Mergel	Dhosa-Oolith <i>Aspidoceras perarmatum</i>
	Nerineen-Schicht Mittlere Saurier-Schicht		unteres } mittleres } Kimmeridge oberes }	β Wohlgeschichtete Kalke γ Tenuilobaten-Schichten δ Pseudomutabilis-Stufe	<i>Oppelia tenuilobata</i> <i>Perisphinctes mutabilis</i>
	Smeeti-Schicht Obere Saurier-Schicht		Portland, Tithon Purbeck	ε Massenkalk ζ Plattenkalk	Trigonia-Smeeti-Sch.
	Schwarzi-Schicht		Weald	—	Umia-Gruppe Pflanzenführende Schichten
Neokom					

Riesentiere wären von weither in die Lagunen am — zeitweilig vom Meere überfluteten — Delta eines aus dem Inneren kommenden Stromes eingeschwemmt. Der Todesort der Tiere stimme in den meisten Fällen nicht mit dem späteren Begräbnis- und Ausgrabungsort überein. SCHUCHERT stimmt mehr mit der ersteren Ansicht überein, die die zutreffendere ist.

Die Ausbeutung der Dinosaurier-Lager wurde durch das Britische Museum fortgesetzt.

e) Kreide

Lückenhafter als die Kenntnisse über den Jura sind die über die Kreide. Das Kreidemeer reichte weniger landein als sein Vorgänger, mit Ausnahme des Gebietes südlich des Rovuma, wo marine Kreide ohne Juraunterlage über Kristallinem transgrediert. Für die Kenntnis der Unterkreide ist der SO Deutsch-Ostafrikas, der Oberkreide die Umgebung von Mozambique wertvoll. Hervorzuheben ist die wechselvolle Ausbildung des Aptien in der „großen afrikanischen Meeresstraße“ (UHLIG), das auch durch eine Urgonfazies überrascht. Die selten lückenlose Oberkreide hat durch Abtragung stark gelitten. Der Reichtum der kretazischen Schichten an marinen Fossilresten ist groß, die mancherlei Beziehungen zu Indien und dem Mittelmeere zeigen.

Beginnen wir wieder im Norden. HILDEBRANDT fand 1877 nordöstlich von Mombasa in blauschwarzen Kalken *Exogyra Minos*, *Alectryonia* cf. *macroptera*, *Dimorphastraea*, *Eugyra Cotteaui*. Diese Exogyrenkalke werden Barrémien und Aptien sein.

Unterkreide ist im SO von Deutsch-Ostafrika zwischen Kilwa und Rovuma verbreitet, so am Makonde-, Rondo- und Noto-Plateau. Ihr Profil vom Tendaguru wurde erwähnt, das Wealden, Neokom und darüber Aptien umfaßt. Ins Aptien fallen die Makonde-Schichten BORNHARDTS, die — am Makonde-Plateau gut erschlossen — dieser insgesamt als marine Oberkreide, PASSARGE aber als Wüstenbildungen ansah wegen ihrer, von jenem als Nevalasandsteine bezeichneten Einkieselungen. HENNIG unterschied in ihnen kontinentale Bildungen, die Makondefazies mit bunten fossilfreien Sandsteinen, Mergeln und Lagen von Nevalasandstein — eingekieselten alten Landoberflächen —, und korallen- und schneckenreiche Riffbildungen, die Kiturikafazies, die aus jener nach Osten hervorgeht. Dieser Urgongürtel des südlichen Deutsch-Ostafrika ist z. B. im Kiturika-Gebirge bei Kilwa, in Mahokondo, Mandawa, Likonde, bei Nambawala zu Hause, und oft durch Schrattenbildung betont. Suburgone Riffbildungen greifen wohl bis ins Barrême hinab. Bezeichnende Fossilien sind — wie zuerst J. BÖHM erkannte — neben den zahlreichen Korallen und Schnecken *Toucasia carinata*, *Monopleura* aff. *marcida*, *Exogyra Boussingaulti*. Die an die Makondeschiedten ge-

knüpfte Vorstellung einer mächtigen oberkretazischen Transgression ist unhaltbar.

Dies Urgon entwickelt sich nach den Untersuchungen von DIETRICH aus der Sandsteinfazies der *Trigonia Schwarzii*-Schichten. Es überwiegt in ihm zwar die Fazies weißer Kalke: daneben besteht aber die chersogene Sedimentierung der früheren Sedimentationszyklen der *Trigonia Smeei*- und *Schwarzii*-Zonen fort. Unter den urgonen Gesteinen stehen voran zoogene Detrituskalke und -Kalksandsteine, deren Führung an Mineralkörnchen hinter ihren Kalzitgehalt zurücktritt. Die Fauna besteht aus Hexakorallen, Mollusken, seltener aus Bryozoen, Brachiopoden, Echinodermen. Daneben finden sich Orbitolinen-Kalksandsteine. Selten sind Korallenkalke, Actaeonellen-Nerinellen-Sandsteine, Oolithe, Serpulakalk. Orbitolinen sind weit verbreitet, stellenweise gesteinsbildend, mit den Arten: *O. bulgarica* var. *Janenschi*, *lenticularis*, *O. sp.* Echte Korallenriffe fehlen, ebenso Diploporen und andre Kalkalgen, was bei der Ähnlichkeit des ostafrikanischen Urgons mit dem Südostfrankreichs, der Schweiz, auffallend ist.

Auf Albien in der „Lindiformation“ weisen kleine verkieste Ammoniten, deren Fundorte nicht sicher sind. Cenoman könnte durch Kalke mit *Himeraelites Liederi* angedeutet sein. Beide Stufen liegen vielleicht nur im niedrigen Küstenstreifen vor den Hochplateaus, ebenso jüngstkretazische Schichten mit Zähnen von Haifischen (*Corax heterodon*).

Im übrigen Deutsch-Ostafrika ist nur Oberkreide festgestellt: Bei Kigua enthalten — anscheinend diskordant über Jura folgende — cenomane Kalksandsteine und Tone *Vola quinquecostata*, *Exogyra columba*, *Orbitolina concava*. In Mergeln Usaramos fand BORNHARDT *Radiolites cf. angeoides*, in hangenden Sandsteinen RECK eine kleine oberstkretazische Fauna. Ihre Folge in Usaramo ist nach RECK:

1. Tonmergel mit Kalk- und Sandsteinlagen = (Turon)-Senon,
2. „Usaramosandstein“ (grau, braun) und als Fazies „Pugusandstein (weiß)“ = oberstes Senon, mit wenigen Fossilien, darüber Tone des Tertiärs (?) und Decksandlehne des Quartärs.

Die Unterkreide Deutsch-Ostafrikas zieht über den Rovuma nach Portugiesisch-Ostafrika. Sie erbaut hier das große unbekannte Mavia-Plateau. An der Küste bildet die litoral entwickelte Kreideformation einen erst schmalen, so bei Port Amelia, im Süden des Sambesi breiter werdenden Gürtel.

Bei Mozambique unterschieden HOLMES und WRAY:

1. Neokom: Fernao Vellozo-Schichten; Kalke und Schiefer mit einer der Uitenhage-Formation Südafrikas ähnlichen Fauna. Das frühest bekannte Fossil dieser Schichten, NEUMAYRS *Phylloceras semistriatum*, ist *Phyll. serum* Opp. var. *perlobata* Sayn.

2. Aptien: Mount-Meza-Schichten, Sandsteine mit einigen Kalkbänken, Tafelberge bildend.

3. Cenoman (+ Albien) und jüngere Kreide: Conducia-Schichten, grünliche und bräunliche Kalke, Sandsteine. Sie enthalten eine reiche, von CHOFFAT beschriebene, an Südindien anklingende Fauna mit *Lytoceras Sacya*, *Turrilites Bergeri*, *Desmoceras latidorsatum*, Acanthoceraten, großen Pachydisken.

Südlich des Sambesi erkannten TEALE und WILSON Kreide im Sheringoma- und Busi-Gebiete. Hier reicht sie im niedrigen Küstenlande 130 km weit landein. Im Sheringoma-Plateau besteht die leicht ostfallende Folge am Mazamba-Flusse aus roten konglomeratischen Sandsteinen, grauen fossilreichen Sandtonen, gelblichen Sandkalken, darüber Eozän; am Kundwi-Flusse liegt unter Eozän ein sandiger glaukonitischer Kalk. — Im Busi-Tale ist die Ausbildung etwas abweichend.

An Fossilien beschrieben NEWTON und CRICK: *Hercoglossa mazambensis* und *sheringomensis*, *Baculites* cf. *vagina*, nahe verwandte Formen der indischen Arijalur-Gruppe, *Lopha ungulata*, *Gryphaea vesicularis*, *Exogyra decussata* und *lateralis*. Durch diese ist Campanien-Maestrichtien und Danien sehr wahrscheinlich gemacht.

Die Aptienfauna der Delagoa-Bucht umfaßt in Kalksandsteinen, die Hölzer, Austern, *Teredo* bergen, *Oppelia Nisus*, *Douvilléceras Martini* var. *Gottschei* und *delagoense*, *Acanthoceras Albrechti Austriac*, zeigt also enge Verwandtschaft zum mediterranen Aptien.

f) Tertiär

In Britisch-Ostafrika liegt im Küstenlande zwischen Tana und Sabaki bei Fundi Isa Eozän in einer Höhe von 80 m mit *Faria somaliensis* und *Volutilithes* cf. *sanarensis*, und Miozän in 40 m Höhe mit *Ostrea gingensis* und *gryphoides* (?), *Lopha Virleti* (?), *Amussium cristatum*. Dieses Miozän erstreckt sich wohl vom Djuba bis Mombasa. Hier folgt über den Changanwe-Schiefern des Jura diskordant auch marines Pliozän, die Makupa-Sandsteine, in Erosionsresten mit großen Austern (*Lopha cristagalli*, *Townsendi*), Seeigeln und Schnecken, über diesen diskordant quartäre Sedimente mit *Pecten Vasseli*, so die Kilindini-Sandsteine und Riffbildungen.

Ein schmaler Streifen Tertiär ist in Deutsch-Ostafrika erhalten zwischen Kilwa, Lindi und Mikindani. Die von Lindi ab kräftig nach Osten vorspringende Küste verursacht seine Verbreiterung nach Süden zu. Das Alttertiär-Meer war sehr seicht, aber weit kalkreicher als das kretazische. OPPENHEIM unterschied auf paläontologischem Wege im ziemlich lückenlosen Alttertiär von Lindi:

1. Am Kitulo bei Lindi rötliche Kalke mit *Rhyn. polymorpha* und *Conoclypeus Delanouei*. Untereozän.

2. Bräunliche harte Kalke mit Nummuliten, Alveolinen und *Ranina marestina*. Unteres Lutétien.

3. Kalke (in Lindi) mit massenhaften *Nummulites perforatus*. Mittleres und oberes Lutétien.

4. Kalke mit Tonbrocken von Kitunda. Mit *Orthophragmina papyracea* u. a., *Nummulites pengaroensis*. Auversien.

5. Dunkle Kalke von Hatu mit *Septaria*, *Numm. Fabianii*. Unteroligozän (Priabonien).

6. Dunkelgraue Kalksandsteine von Hatu und Kitunda, mit *Lepidocyclus dilatata*, *Numm. intermedius*. Oligozän.

7. Trümmerige Lepidocyclinenkalke mit *L. formosa*, *Echinolampas discoideus*, *Clypeaster*. Aquitanien (Oligozän—Miozän).

Die Faunen dieser Schichten zeigen starke Anklänge an die des Mittelmeeres und Indiks. Jüngeres Tertiär wurde bei Lindi nicht nachgewiesen, ebensowenig wie an der übrigen Küste Deutsch-Ostafrikas. Das marine „Pliozän“ im Untergrunde Daressalams ist Quartär. Das „Jungtertiär“ auf Sansibar und Mafia bedarf der Sicherung. —

Über das Marintertiär Mozambiques wäre zu erwähnen:

Eozän oder Oligozän sind Korallen- und Foraminiferenkalke von Mozambique, samt harten konglomeratischen Sandsteinen. Sie folgen nach SADEBECK und HOLMES mit leichter Diskordanz über Kreide und tragen Basaltdecken. — Im Sheringoma-Plateau und Busi-Gebiet liegt auf Oberkreide ein lutetischer Foraminiferenkalk, entweder massig oder kreidigporös, höhlenreich, 30—60 m mächtig. An Fossilien bestimmte NEWTON *Campanile*, *Conoclypeus* cf. *conoideus*, *Orthophragmina* cf. *Pratti*, *Nummulites* cf. *biarritzensis* und *variolaria*.

Südlich des Kap Delgado kommen Lepidocyclinenkalke vor, mit *L. sumatrensis*, *dilatata* und *formosa*, die aquitanischen Alters sind, und denen von Lindi entsprechen.

Miozäne Fischzähne (von *Carcharodon megalodon*, *Hemipristis serra*, *Sphyrna prisca*) beschrieb PRIEM von Chandane.

GREGORY glaubt, daß sich marines Tertiär (Oligozän) durch das Sambesi-Tal bis in den Njassa-Graben erstreckte. Ein *Echinolampas discoideus* des Britischen Museums trägt nämlich die Ortsbezeichnung: „Lake Nyanza“. Er ist wohl von Missionaren von der Küste ins Innere mitgenommen, und von dort nach Europa gebracht worden.

Terrestrisches Jungtertiär. Bemerkenswert ist die Wirbeltierfauna von Karungu am Ostufer des Viktoria. Dort entdeckte 1909 CHESNAYE fossile Knochen. Einen Unterkiefer bestimmte ANDREWS zunächst als *Dinotherium Hobleyi* des Burdigalien. OSWALD fand dann

noch an Säugern: *Myohyrax Oswaldi*, *Merycops africanus*, aff. *Brachyodus*, *Rhinoceros Schleiermacheri*, *Paraphiomys Pigotti*, *Pseudaelurus africanus*; an Reptilien *Testudo crassa*, *Podocnemis aegyptiaca*, *Cycloderma Victoriae*, *Pristochampsia*.

Die terrestre von Nephelinbasalt geschützte Folge besteht aus liegenden Tonen, braunen Sandsteinen, Schottern (16 m mächtig), mit *Dinotherium* und *Anthracotheriiden*, aus roten und grauen Tonen und Kalktuffen mit Krokodilen, Schildkröten und Süßwasserschnecken (*Am-pullaria ovata*, *Lanistes carinatus*), 9 m mächtig, und aus hangenden 20 m mächtigen Tonen und Sandsteinlagen mit Land- (*Tropidophora njasana*, *Limicolaria*) und Süßwasserschnecken und mit Pflanzenresten. Die Karungu-Schichten wurden abgesetzt bei einem 100 m höheren Stande des Sees. Ihre Mollusken leben meist noch im Nilbecken; doch ist ihre Bestimmung vielleicht nicht ausreichend zu dieser Folgerung NEWTONS.

Am Kavirondo-Golfe des Viktoria liegen in einer Mulde Sandsteine, Tone, Gipsbänke mit *Elephas*, *Hipparion*, *Phacochoerus*, Antilopen und Affen (*Simopithecus Oswaldi*). Der Elefant soll *E. antiquus Recki* sehr nahe stehen. Damit würden diese Schichten nicht, wie angenommen, pliozän, sondern diluvial sein.

Bedeutungsvoll, aber noch ungenügend beschrieben ist die Fauna der Omo-Schichten. Im Norden des Rudolf-Sees entlang dem untern Omo und im Podi-Tale fand E. BRUMPT diese Folge:

- unten: 1. dicke Lage grauer Tone, voll von Wirbeltierresten,
 2. sandig-tonige Schicht mit Austern (= *Aetheria*), kleinen Muscheln und *Potamides*,
 3. weiße Sande, zu weichen Sandsteinen verkittet,
 4. sandige Erde, überdeckt von dünner Gipslage.

HAUG bestimmte daraus: Siluriden; Krokodilier (*Gavialis gangeticus* nach BOULENGER), große Chelonier; Zähne eines *Hipparion libycum* aus dem Neogen Orans sehr nahestehenden Equiden; *Rhinoceros*, *Hippopotamus*, *Phacochoerus*, *Buffelus*, *Camelopardalis*; Reste zahlreicher Arten von Antilopen; einen Molar von *Dinotherium*, Zähne von *Elefas* (? *E. meridionalis*). *Dinotherium* ist bisher nur bis zur Pontischen Stufe bekannt, jedenfalls vor dem Quartär erloschen. Sonst könnte der Charakter der Fauna auf Quartär deuten. Die Omo-Schichten mögen zwischen Pontischer Stufe und Alt-Quartär stehen. In der Altersbestimmung der Fauna bestehen die gleichen Schwierigkeiten, wie bei den übrigen bisher aus Ostafrika bekannt gewordenen Faunen jungtertiär-quartären Charakters.

g) Quartär

Die quartären Gesteine haben, trotz ihrer Wichtigkeit für geomorphologische Untersuchungen und Wirtschaftsfragen, noch wenig Aufmerksamkeit gefunden. Einzelne wichtigere Typen mögen hervorgehoben werden.

1. Terrestres Quartär

1. In den ostafrikanischen Hochgebieten sind herrschend graue und rote Erden: Sande und sandige Lehme, weniger echte Lehme. Sie sind nach ihrem Profil entweder und meist aus der kristallinen Unterlage entstanden, oder und seltener fluviatil umgelagert und dann geschichtet. Oberflächlich mögen sie durch den Wind in den offenen Steppen leicht vertragen sein. Ihr Alter mag häufig unter das Quartär hinabgehen. Ihre Dicke erreicht Dutzende von Metern.

Rotlehme sind verbreitet in den niederschlagsreicheren Gneisgebieten, wie Usambaras, Ulugurus, Ungonis. In den hochgelegenen Strecken dagegen im Nordwesten des Njassa (Bundali) sind die Gneiswitterböden nicht mehr rot, sondern bräunlich wie in den gemäßigten Klimaten.

Sicher eluvialen Ursprungs sind die über Granit, weniger über Quarz-Feldspat-reichen kristallinen Schiefern ruhenden sandsteinartigen Verwitterungsmassen. Es sind feste, helle, oft poröse, schichtungslöse Gesteine, die als Mantel den Untergrund überziehen. Aus diesem gehen sie ganz allmählich hervor. Quarz- und Feldspatsplitter des nach oben grusig zerfallenden Muttergesteins werden in ihnen durch ein Bindemittel zu Sandsteinen oder gröberen Brekzien verkittet. Das Bindemittel gab analysiert:

SiO ₂	55,56 % (lösl. 18,8 %)
Al ₂ O ₃	31,98 % (mit wenig Fe ₂ O ₃)
Glühverlust	12,28 %
	99,82 %

Es handelt sich um eine Mischung von wasserhaltigem Tonerdesilikat und wasserhaltiger Kieselsäure. Dieser verkittete Grus (auch zum Teil „Kilimatinde-Konglomerat“ genannt) erreicht große Dicke. Oberflächlich geht er meist in lockere, eischüssige Massen über, durchsetzt mit Brauneisenkügelchen. Das Gestein soll unter trockenerem Klima entstanden sein, als wie es heute in den zentralen Hochländern herrscht.

In den Becken der Grassteppen — verlandeten Seen, die in der Pluvialzeit in großer Zahl die Hochländer schmückten — bilden fette, oben humose Tone eine undurchlässige, noch jetzt oft periodisch von

Wasser bestandene Unterlage. Steppenkalke, entweder als lose Konkretionen oder als bröckelige Schichten seichte Senken erfüllend, sind selten. In Ugogo, in der Massai-Steppe bergen sie rezente Landschnecken. Kalkkrusten bis über 2 m Dicke beobachtete OBST in den Schwarzerdebecken von Turu, wo der seekreideartige, gräserhaltige Kalk $1\frac{1}{2}$ bis 2 m unter dunklen Böden liegt.

Lateritische Erden sind in Deutsch-Ostafrika seltener als meist angenommen wird, und Bezeichnungen wie „rotes Ugogo“ durch STANLEY durchaus irreführend. Sie bedecken nur kleine Areale. Laterit¹⁾ überkleidet gern die tieferen, aus kristallinen Schieferen — besonders aus Biotit- und Hornblendegneisen — bestehenden Abhänge und das Vorland der Inselgebirge und -berge, so von Uluguru und Usambara, in der Massai-Steppe. Doch fehlt er den Granitarealen des Innern in dünnen Decken nicht ganz. Er meidet aber den sedimentären Küstengürtel. Allgemein gültige Verbreitungsregeln lassen sich jedoch nicht aufstellen. Vertreten sind bodenständige und umgelagerte Formen. Vorherrschend sind quarzige Laterite, deren Härte beträchtlich, deren Inneres unregelmäßig löcherig zerfressen ist. In den Löchern liegt feiner bräunlicher Staub. Daneben finden sich auch sandige Laterite. Der Eisengehalt ist sehr schwankend. Der Eluviallaterit geht allmählich in das zermürbte, durchfeuchtete Muttergestein über. Wo dichter kräftiger

¹⁾ Laterit wird gebildet durch chemische und physikalische Prozesse; beide sind von gleicher Wichtigkeit. Wenige Wittergesteine der Erde haben so viel Aufmerksamkeit erweckt und so viel widersprechende Beurteilung erfahren, als die roten Böden der Tropen, die gemeinhin als Laterit bezeichnet werden.

Ihr Name stammt von BUCHANAN, der die roten Böden Indiens schon 1807 so bezeichnete. Er entlehnte diese Benennung von Later-Ziegelstein nicht, wie meist gesagt wird, wegen der ziegelgleichen Farbe jener Erden, sondern wegen ihrer Verwänderung zur Herstellung von Ziegeln.

Schon 1838 teilte J. CLARK die lateritischen Böden in kaolinische, quarzige und detritische, ein Fortschritt, der wieder verloren ging.

Sehr viel später hat BAUER (1898) Laterite der Seychellen chemisch untersucht, und den Anstoß zur Beschäftigung mit der Natur lateritischer Böden gegeben. Seine Analyseergebnisse verallgemeinernd, sagte BAUER, der Laterit der Tropen baue sich auf aus Hydraten des Eisens, Aluminiums und Titans, gleichgültig aus welchen Muttergesteinen er hervorgehe.

Man unterschied daraufhin meist eine gegensätzliche Verwitterung der Alumosilikatgesteine in den gemäßigten Klimaten — als zur Bildung von wasserhaltigen Tonerdesilikaten führend — und in den Tropen — als mit den genannten Hydraten endigend.

Doch wies wiederum BAUER (1908) an Lateriten von Madagaskar nach, daß die lateritischen Hydrate gewöhnlich wechselnde Mengen der ersteren enthalten.

Ein ganze Reihe von Autoren haben sich seitdem mit den Lateriten der Tropen beschäftigt.

So gab M. LEIGH FERMOR (1911) eine Einteilung der lateritischen Gesteine Indiens, die wegen ihrer prinzipiellen Wichtigkeit und ihrer Anwendbarkeit auf die ähnlichen afrikanischen Verhältnisse angeführt werden mag (siehe die umstehende Tabelle).

Gliederung der Lateritischen Böden

Ortsständige Laterite							Umgelagerte Laterite		
Muttergestein	Bildungs- weise	I Kaolin, Ton < 25 % L. E.	II Lateritische Böden 25—50 % L. E.	III Kieselige Laterite 50—90 % L. E.	IV Echte Laterite 90—100 % L. E.	V Typen von IV	Mutter- gestein	VI Umgelagerte Laterite 40—100 % L. E.	VII Lateritische Böden < 40 % L. E.
Basische Gesteine: Basalt, Gabbro, Hornblendeschiefer	Verwit- terung des an- stehenden Mutter- gesteins	Kaolin Ton	Lateritischer Kaolin und Ton	Kaolini- scher Laterit	Echter Laterit	Bauxit Eisen-, Mangan-Erze	Gruppen I—V, allein oder gemischt mit fremdem Material	Lateritit	Lateritische Tone, Sande, Erden
			Kieseliger lateritischer Kaolin	Kieseliger Laterit					
Gesteine, die Eisen, Mangan an die meteorischen Wässer abgeben	Chemische Ab- sätze in Wasser- becken			Kieselige See-Laterite	See-Laterite	Pisolitische Limonite			
Glimmerschiefer Quarzite usw.	Metaso- matische Ersetzung	Die Ausgangsgesteine wer- den verbunden mit Oxyden von Fe und Mn, und gehen über in „lateritische Brek- zien“, und diese in III			Quarzige und serizitische Lateritoide	Lateritoid	Eisen-, Mangan-Erze		

L. E. = Lateritische Elemente

Baumwuchs steht, wird seine Bildung verhindert. Laterit bildet sich noch gegenwärtig; doch wird diese Ansicht bestritten.

Über die örtliche Bindung lateritischer Böden stellte HOLMES im mittleren Mozambique Untersuchungen an. Hier ist der Laterit angeordnet einmal in Zonen nach dem Streichen der Gneise: er liegt nur über leicht welligen Plateaus, nie an den Steiflanken und Gipfeln der Inselberge. Die Gneisrücken dieser Plateaus haben einen schwächer geneigten NW-Hang, der dem Gneiseinfallen entspricht, und einen steileren entgegengesetzten. Auf dem letzteren allein entsteht Laterit nahe den Kämmen. Er sammelt sich ferner als Bänder entlang kleinen unbeständigen Wasserläufen, meist an deren Ostseite. Im Westen von Mittelmazambique tritt er dagegen auch flächenhaft auf. In den Betten

1923 veröffentlichte LACROIX seine wertvollen Untersuchungen über die Laterite Guineas, die eine Vervollständigung durch seine Arbeiten über diese Böden in Madagaskar erfuhren. Seine, von der FERMORS etwas abweichende Gliederung ist bei der Schilderung der „Roten Insel“ angeführt.

Die „lateritischen Elemente“, die aus der Lateritisierung der Gesteine hervorgehen, müssen sowohl nach ihrer chemischen wie mineralogischen Seite betrachtet werden. Mineralogisch stellen sie sich in einer kristallinen und einer kolloidalen Phase dar. Die Mineralien selbst sind Hydrate und Silikate:

I. Hydrate

1. Aluminiumhydrat

Hydargillit (Gibbsit) $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$ als kristalline Phase;

Alumogel $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$ und $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ als kolloidale Phase. Letztere Verbindung ist Banxit.

2. Eisenhydrat

Limonit $2 \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$ als kristalline Phase;

Stilpnosiderit als kolloidale Phase.

Das Eisen setzt sich im Laterit immer in hydratischer Form ab, und zwar mit brauner Farbe. Unter der Einwirkung der tropischen Sonnenstrahlen wird es deshydratisiert und rot gefärbt.

3. Manganhydrat

Manganit $\text{Mn}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ als kristalline Phase;

Psilomelan als kolloidale Phase.

4. Titanhydrat

nur in der kolloidalen Phase $\text{TiO}_2 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ oder $\text{TiO}_2, \text{H}_2\text{O}$ (= Doelterit).

Wichtiger in Lateriten aus Gabbros und Basalten.

II. Silikate

Aluminiumsilikat

Kaolinit $2 \text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ in kristalliner Phase;

Halloysit $2 \text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{H}_2\text{O} + x \text{aq.}$ in kolloidaler Phase.

Geologisch wird der Ausdruck Laterit in doppeltem Sinne gebraucht: als tropischer Verwitterungsboden meist im petrographischen, im stratigraphischen aber seltener als Formationsname.

Sind auch noch längst nicht alle Fragen seiner Entstehung geklärt, so ist es doch nötig, die zurzeit erkennbaren großen Typen überall mit den gleichen Namen zu belegen, um der undurchdringlichen Verwirrung ein Ende zu machen.

von Flüssen schließlich, die zur Trockenzeit streckenweise austrocknen, ruhen oft zahlreiche dünne eisenreiche Knöllchen, in ganz austrocknenden Wasseradern aber bohngroße Knollen sehr häufig, die mit Sand zu Laterit zementiert werden. In den Knollen steckt ein Kern von Sand. Alle diese Eisenknollen sind nicht detritisch, sondern von Anfang an in den Bachbetten gewachsen. In nicht eintrocknenden Flüssen lassen sich keinerlei Knollen nachweisen. Diese Unterschiede im Vorkommen beweisen, daß Konkretionen nur dort entstehen, wo ein Wechsel von Sättigung und Lösung mit Evaporation und Präzipitation stattfindet, entsprechend den trockenen und nassen Jahreszeiten. Ein einmal begonnenes Knöllchen wächst als günstiges Konzentrationszentrum weiter.

Jedenfalls beruht die Bildung von Laterit zu einem wichtigen Teile auf dem Dasein von Grundwasser, dem ein reicher Eisengehalt durch, gewisse kristalline Schiefer und basische Gesteine ausziehende Sickerwässer zugeführt wurde, und auf seiner Verdunstung. Mit der Verdunstung nahe der Oberfläche, wo die eisenhaltigen Lösungen oxydiert werden, tritt eine Ausfällung ein. Dieser Vorgang setzt am kräftigsten in der Trockenzeit ein, ruht aber während der Regenzeit mehr oder weniger ganz. Die Lateritisierung rückt allmählich nach oben und verkrustet die durch irgendwelche geologischen Vorgänge auf die Oberfläche gelangten Bodenteilchen.

„Krusteneisensteine“ nennt KOERT eisenreiche, schalige und lagenförmige Bildungen oder verkittende Bindemittel nahe der Oberfläche der offenen Steppen, die in Waldgebieten dagegen nicht zu finden sind. Sie bestehen aus Eisenhydroxyd, Manganhydroxyd und einem wasserhaltigen Tonerdekieselsäurekomplex. Ihre verschiedenen Formen kommen dadurch zustande, daß die Erzlösungen in Böden mit abweichenden physikalischen Eigenschaften eindringen. Durch Oxydationsvorgänge werden aus jenen Lösungen zunächst die Hydrogele ausgeschieden. In Kiesen, Sanden und Grus — Böden mit geringem Absorptionsvermögen — entstehen Rinden und Bindemittel. In tonigen Böden — mit hohem Absorptionsvermögen — bilden sich vorzugsweise Bohnerze und Knollensteine. Feinporige Gesteine werden imprägniert.

Aus den Hydrogelen des Eisens und Mangans gehen die festen Krusteneisensteine durch Wasserverlust, Schrumpfung und zum Teil durch Übergang in den kristalloiden Zustand hervor, als Gemenge von Brauneisen und Psilomelan. Da Allophantone in den tropischen Böden verbreitet sind, so wird bei der Vererzung der Böden dieser Tongehalt in die Neubildung eingeschlossen. Das ist der in den Krusteneisensteinen kaum fehlende Komplex von wasserhaltiger Tonerdekieselsäure. Aus dem schaligen oder lagenförmigen Bau ergibt sich periodische Wiederholung der Wachstumsvorgänge. Die Bedingungen aber, welche die Abscheidung und Verfestigung der Hydrogele ermöglichen, liegen im Wechsel der Regen- und Trockenzeit.

In den Krusteneisensteinen ist im Gegensatz zum „Laterit“ das Verhältnis von SiO_2 zu $\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$, wonach die Verwitterung des in ihnen enthaltenen Kieselsäuretonerdekomplexes im Stadium des Allophanoids stecken bleibt und nicht zur Lateritisierung vorschreitet. Beobachtet wurden sie z. B. bei Tanga in pleistozänen Schichten, wo ihr Wachstum bei günstigen Umständen sehr rasch fortschritt, am Viktoria-See, wo ihre Bildung bis in die voruntermiozäne Zeit reicht, über dem Zentralgranit in großer Verbreitung, im Zwischenseengebiet.

Bauxit ist bisher nur selten erwähnt, wohl aber gar nicht so vereinzelt. In Mozambique bildet er sich über sulfidreichen Pegmatiten und über Granit in den Erikola-Bergen, bei Nakota am Ligonja. In Pare-Usambara entsteht er bei Mombo aus granatführendem Hornblende-Pyroxen-Granulit und Biotit-Pyroxengneis, wohl aus ähnlichen Gesteinen bei Amani. Der Bauxit stellt sich hier dar als unregelmäßige, konkretionäre Knollen, die im roten, etwas lateritischen Boden unverfestigt liegen, den Urwald bedeckt. Diese Vorkommen wurden von TEALE analysiert.

	I	II	III
SiO_2	26,35	43,80	10,53
Al_2O_3	35,14	33,04	57,72
Fe_2O_3	7,4	0,72	1,15
TiO_2	1,54	0,83	1,66
H_2O	22,49	16,97	26,80
	93,92	95,36	97,86

I. und II. Bauxit von Mombo,

III. Bauxit von Amani.

Die Probe von Amani nähert sich den üblichen Handelsmarken von Bauxit; doch ist der Gehalt an SiO_2 und Al_2O_3 nicht sehr günstig.

Kaolin wurde beschrieben aus der Chika-Kette, den Mpipwi-Bergen und von Arunto in Nordmozambique. Am letzteren Orte ist Granit in Kaolin zersetzt, der allmählich aus dem festen Gestein hervorgeht. Der Kaolin ist oberflächlich bedeckt von einer dicken, feuchten, dunkelhumosen Schicht, die von dichtem Pflanzenwuchs bestanden ist. In Mozambique bilden sich also über sehr ähnlichen Graniten Kaolin oder Bauxit; wie dem auch sei, zum mindesten sind die Vegetationsverhältnisse über diesen Vorkommen verschieden.

2. Der Untergrund des Küstenlandes wie der vorgelagerten großen Inseln ist diskordant überschüttet von mächtigen altquartären fluviatilen Ablagerungen, den Mikindani-Schichten BORNHARDTS und den Magarini-Sanden GREGORYS. Diese sind rötliche sandige Lehme und lehmige Sande mit Geröll- und Kieslagen, mit Verhärtungsnestern,

aber frei von ausdauernden festen Bänken. Die Mikindani-Schichten halten sich in Deutsch-Ostafrika an die Vorplateaustufe, und entstanden infolge junger Hebung in ihrem Rücklande zur Zeit der größten Ausdehnung Ostafrikas bis über Sansibar hinaus. Nach dem Altquartär wurden sie disloziert. BORNHARDT nahm für sie wie für die jüngeren, sehr verschiedenartigen „Decksande“ und „Decklehme“ eine Entstehung aus je einer großen raschen Meeresüberflutung an, während der sich das Küstenland 800 bzw. 400 m senkte.

Ähnliche Schottermassen in flächenhafter Ausbreitung sind im Inneren nicht selten, z. B. auf dem Hochlande im Osten des Njassa-Sees. Schotterlappen umkleiden die Rumpffläche des Zentralgranits. Doch sind diese zum Teil wohl auch älter als quartär.

Im Tale des Sambesi breiten sich unterhalb der Lupata-Enge über großen Flächen Schotter zwischen Höhen von 15 bis 50 m über dem einst viel wasserreicheren Strome aus. Sie bestehen z. T. aus Gesteinen, die erst viel tiefer im Sambesi-Becken anstehen. Unter ihnen kommen vielfach (jungtertiäre?) Sandsteine und Tone zum Vorschein. Im Sabi-Tale nahe der Rhodesischen Grenze steigen nur leicht verfestigte Konglomerate und Sandsteine als Hügel 100 m über die Flußauflage an. Feines und grobes Material ist sehr unregelmäßig in ihnen verteilt. Im ganzen entsprechen diese „Sena-Sabi-Schichten“ den Mikindani-Schichten.

Junge Konglomerate, meist in drei oder vier Zügen übereinander, umsäumen Njassa und Tanganjika. Nördlich von Karema, wie an anderen Orten, liegen in ihnen Schalen von Schnecken und Muscheln, deren Alter von SMITH als „late post-pliozene“ bezeichnet wird. In keiner der Seeablagerungen wurde bisher eine Fauna gefunden, die sicher pliozän wäre.

Schließlich sei noch hingewiesen: auf die hoch über dem westlichen Njassa gelegenen lakustren Absätze, die bei Chisali den quartären, in Ostafrika weitverbreiteten, noch heute im See lebenden *Viviparus unicolor* enthalten, auf die Diatomeenerde der Insel Kwidschi des Kiwu, die 8 m über seinem Spiegel liegt, auf seine Sinterkalke, die die ausgestorbene *Corbicula fluminalis* führen.

Quartäre Seesedimente, reich an Diatomeen, sind im Naivasha-Graben verbreitet.

Der Rudolf-See hat, wie die übrigen Grabenseen, eine wesentliche Einschränkung seines Wasserstandes erfahren. Seine älteren, hoch gelegenen Absätze werden bis ins Pliozän zurückreichen: dieser Ansicht ist wenigstens NEWTON, und sie wird gestützt durch die Wirbeltierreste der Omo-Schichten. Die jüngeren, vielleicht bis etwa 50 m über den Seespiegel ansteigenden Ablagerungen sind quartär. Die Molluskenfauna wurde von NEUVILLE in verschiedenen Arbeiten, von ANGELIS D'OSSAT und NEWTON beschrieben. Sie gehört der tropisch-afrikanischen Süßwasserfauna an. Die „marinen“ Elemente des Tanganjika und Viktoria fehlen ihr.

ANGELIS D'OSSAT und MILLOSEVICH nahmen übrigens ein Vordringen des Indik bis zum Rudolf-See in jüngsttertiärer Zeit an, zu dieser Auffassung verleitet durch das Vorkommen der austernähnlichen *Aetheria*.

An der Bucht von Kigoma wuchs ein Tropenflachmoor. Solche kommen auch im südlichen Küstenlande von Deutsch-Ostafrika vor. —

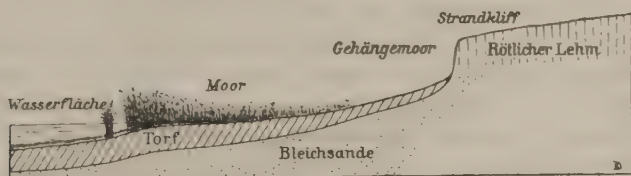


Fig. 93. Das Kibirizi-Moor bei Kigoma am Tanganjika-See. (Nach KRENKEL.) Nordsüdprofil durch das Sumpfflachmoor und Gehängemoor: darüber Strandterrasse eines höheren Strandes des Tanganjika.

3. Die Böden Deutsch-Ostafrikas untersuchten WOHLTMANN, KOERT und vor allem VAGELER, der diejenigen der Mkatta-Steppe und Ugogos eingehend erforschte, auf ihre wirtschaftliche Nutzbarkeit.

Analysen von Böden Deutsch-Ostafrikas (nach VAGELER)

	I	II	III	IV
> 2	3,0	0,8	1,0	1,0
> 0,2	50,0	57,5	64,0	56,8
durchlässig	53,0	58,6	65,0	57,8
undurchlässig	46,0	41,7	35,0	42,2
> 0,1	12,3	16,6	10,0	16,9
Sand	65,3	74,9	75,2	74,7
Ton	34,7	25,1	24,8	25,3
Klasse	lehmigtoniger Sand	lehmigtoniger Sand	Sand	lehmigtoniger Sand
Hygrosk.	5,62	2,55	2,56	1,11
	%	%	%	%
Humuskohlens.	Spur	1,658	Spur	0,459
CaO	0,244	0,136	0,005	0,674
N	0,060	0,068	0,028	0,104
Kali	0,074	0,194	0,406	0,106
Phosphors.	0,100	0,053	0,046	0,078
Mächtigkeit	2—300 cm	?	470 cm	125 cm

- | | |
|--|----------|
| I. Eluviale Roterde der Berghänge | } Ugogos |
| II. Umgelagerte Roterde der Bergumgebungen | |
| III. Eluviale Plateau-Grauerde | |
| IV. Alluviale Grauerde | |

In der Umgebung von Amani (Usambara) erkannte KOERT mehrere Bodentypen von verschiedenem Alter und agronomischem Werte: so den älteren, weit verbreiteten Rotlehm auf den Gebirgsrücken, stark ausgelaugt und daher nährstoffarm — den rezenten Rotlehm an den Abhängen der jungen Täler, wenig ausgelaugt, in tieferen Schichten noch reich an Kali und Erdalkalien — den wertlosen Lateritlehm mit konkretionären Neubildungen.

Für Britisch-Ostafrika beschreibt GREGORY folgende Gruppen der Böden: den rötlichen, sandigen Boden der Njika, sehr leicht austrocknend, aber nicht nährstoffarm; den roten, vulkanischen Boden von großer Fruchtbarkeit, für Plantagenland geeignet; den schwarzen „Baumwollboden“, weniger fruchtbar, auf vulkanischem oder gneisigem Untergrund; die sehr verschiedenartigen Böden des Küstenlandes. Natronreiche Böden bilden sich in Depressionen der trockenen Grabengebiete.

Die jungvulkanischen Witterböden Ostafrikas scheinen meist sehr hochwertig zu sein, so am Meru, in Kikuyu, im Kondelande.

4. In den quartären Ablagerungen Ostafrikas sind nach mancherlei Anzeichen noch wichtige Funde fossiler Säugetiere zu erwarten. Von Oldowai in der Serengeti-Steppe beschrieb DIETRICH den mitteldiluvialen *Elephas antiquus Recki*, der nicht dem Kreise des afrikanischen, sondern des indischen Elephanten angehört. Die reiche, teils diluviale, teils aber auch rezenten Arten sehr nahestehende Fauna gab außerdem *Helladotherium* und *Hipparion*. Dort grub RECK ein in Hockerstellung begrabenes Menschenskelett aus. Sein Schädel zeigt kaum Merkmale niedriger Organisation. Das sehr wenig versteinerte Skelett spricht für ein jüngerer Alter, als es seiner Begleitfauna zukommt. Diluviale Säugerreste wurden ferner gefunden am Minjonjo (mit *Elephas antiquus Recki*, Antilopen), dann in Umbugwe und Ugogo.

2. Marines Quartär

Marines Quartär trägt der Küstenrand und die aus ihm in jüngster Zeit geschnittenen Inseln. Es handelt sich um Riffgesteine — fossile wie rezente — wie Riffkalk und aus diesem entstandenen Trümmerkalk („Korallensandstein“) und um litorale Sandsteine, Sandkalke, Konglomerate und Tone, die sich zum Teil im Schutze des Riffgürtels, z. T. auf einem älteren Riffe absetzten. Ihre Altersbeziehungen zu den benachbarten kontinentalen Bildungen sind annäherungsweise geklärt.

In ihrer Dicke nur durch junge Tektonik zu erklärende Schichten wurden in einer Bohrung von 162 m Tiefe in Daressalam durchsunken. Unter junger Decke wurden vier mitteldiluviale Gruppen erbohrt: eine obere marine Gruppe mit Korallen — brackische Mergel mit *C. cf.*

pusillum, *Arca granulosa* —, Tone mit Holzresten (Süßwasserbildung?), und von 60 m Tiefe ab eine untere marine Gruppe, die WOLFF als Pliozän deutete.

Riffe begleiten die ganze Küste, jedoch mit Lücken vor den Flüssen. Die Fauna der zu verschiedener Höhe gehobenen fossilen Riffe ist nur mangelhaft bekannt. Die Riffbildung, die bei Mombasa deutlich über pliozänen Schichten einsetzt, mag auf Sansibar schon vorquartär begonnen haben. Sie war im Diluvium vielleicht stärker als im Alluvium.

Als Leitfossil der älteren Riffbildungen wird gern *Pecten Vasseli* F. angesehen, der zahlreich in den Riffgesteinen steckt. Jedoch ist sein Alter keineswegs sicher, ja er scheint bis in subrezente Zeiten hinaufzugehen. WERTH möchte zwei, durch eine Diskordanz getrennte Riffkalke erkennen; dies ist wohl nicht richtig. Auf dem gehobenen Riffe sitzt das wachsende Flachseeriff auf, dessen Fauna von ORTMANN und VOELTZKOW untersucht wurde.

h) Die jungvulkanischen Gesteine

Die jungvulkanischen Gesteine Ostafrikas sind einmal zu großen Komplexen zusammengeschlossen: so in der Vulkanischen Landschaft, in den Virunga- und Konde-Vulkanen. Oder sie stoßen in vereinzelt Durchbrüchen weitab von diesen Hauptzentren zu Tage: wie z. B. in den Jomobergen, am Rufidjiknie, am Albertsee, am Ostfuß des Ruwensori, an der Tanganjikabahn, an der Küste des nördlichen und im Innern des südlichen Mozambique.

Der Vulkanismus scheint sich von der Küste nach dem Innern verlagert zu haben, indem er den großen tektonischen Ereignissen folgt. Ähnliches gilt für Madagaskar und sein insuläres Umland.

Seine Äußerungen hängen mit der tertiär-quartären Bruchtektonik bald enger, bald lockerer zusammen. Sichere Beweise dafür, daß sie schon in der Oberkreide einsetzten, sind nicht gefunden, obgleich die Möglichkeit eines solchen frühen, aber dann jedenfalls örtlich sehr beschränkten Beginnes nicht ganz ausgeschlossen ist.

Der Reichtum an Gesteinen in den vulkanischen Gebieten ist außerordentlich groß, obwohl ihre spezielle Erforschung kaum begonnen hat. Typen und Verbreitung sind, soweit möglich, bereits angegeben worden.

Die Gesteine gehören der ostafrikanischen tertiären Alkali-provinz an. Sie erstreckt sich in ihren Ausläufern nach allen Seiten über Ostafrika hinaus: sie erreicht das südliche Mozambique und über die Komoren Madagaskar. Abessinien und Südarabien, den Sudan und Egypten.

In dieser ausgedehnten Provinz, die in der überwältigenden Mehrzahl ihrer Glieder ausgesprochene Familienzusammengehörigkeit zeigt, finden sich — wie in anderen Arealen, so im Dekkan — vereinzelt oder in kleinen Gruppen auch Gesteine eingeschaltet, die aus dieser Verwandtschaft mehr oder weniger herausfallen und subalkalische Züge besitzen. Solche kalkalkalischen Vorkommen sind z. B. bekannt vom Rudolfsee, vom Kavirondogolfe, am Meru. an der Mokambabucht. Daran ist petrogenetisch nichts Merkwürdiges. Eher das absolute Fehlen solcher subalkalischen Typen wäre verwunderlich. Wird letzterer Sonderstellung auch mit Recht hervorgehoben, so bleibt geologisch in Ostafrika trotzdem der Charakter einer Alkaliprovinz durchaus gewahrt, und sie darf als solche bezeichnet werden.

IX. Geologische Geschichte Ostafrikas

Die Geschichte Ostafrikas vor dem Paläozoikum ist gekennzeichnet durch das Werden der Afriziden. In drei Hauptakten entstanden die Proto-, Meso- und Neoafriziden. Ihr Bewegungsbild ist nicht das eines einfach gebauten, mit großer Beharrlichkeit meridional streichenden Gebirges. Die Hauptfaltungen sind durch lange Zwischenräume geschieden. Sie zeigen sehr verschiedenes Ausmaß der bewegenden Kraft und der bewegten Masse. Das zu den ältesten Afriziden verwendete Sedimentmaterial ist marin-geosynklinales.

Vor der Bildung des jüngstalgonkischen Karagwe-Systems waren die Falten des afrizidischen Grundgebirges weithin bereits so tief abgetragen, daß es nun von flächenhaften Hüllen aus dessen eintönigen Sandsteinen, Quarziten, Arkosen eingedeckt wird. Immerhin erhebliche Reste dieser blieben erhalten, die jedoch infolge rasch wechselnder Fazies und Fossilileerheit schwierig altersvergleichbar sind.

Die jungalgonkischen Schichten sind in ihrer Mehrzahl festländisch oder in flachen kontinentalen Wasserbecken niedergeschlagen. Der Mangel von Kalken — im Gegensatze zu den zahlreichen marmorisierten und silikatisierten des Archäikums — ist beachtenswert. Ostafrika gehört mit zu dem großen Kontinente Archafrika.

Eine paläozoische Geschichte Ostafrikas ist kaum zu geben. Keine der paläozoischen Formationen, mit Ausnahme der Karru, ist durch Fossilien gesichert. Man könnte daran denken, daß während des Paläozoikums Ostafrika als Großblock in aufsteigende Bewegung geriet, daß sich in seinem Westen das Urkongo-Becken anlegte, das zur Sammelmulde der weggeführten alten Schichten wurde. Doch sprechen andere Erwägungen wenigstens nicht für diese Annahmen. Keinesfalls haben

die paläozoischen Meere der Sahara und Guineas, der devonische Ozean Südafrikas Ostafrika erreicht, geschweige denn überwältigt.

Ob dies während des Paläozoikums durch tektonische Vorgänge — gleichzeitig mit den kaledonischen und varistischen Faltungen in Nordafrika — in Schollen zerlegt wurde, ist noch nicht recht erkennbar. Man könnte erwarten, daß eine Verschärfung des vorher ausgeglichenen Reliefs durch kräftige Schollenbewegungen sich in neu erwachender Sedimentierung widerspiegeln. Diese, als Folge einer mutmaßlichen karbonischen Bruchphase, wäre dann in den terrestren Schichten der Karru überliefert. Möglich, daß ein solcher Zusammenhang zwischen Tektonik und Sedimentbildung besteht. Möglich, daß ein gegen Ende des Paläozoikums einsetzender Klimaumschwung, der sich in der permokarbonischen Eiszeit am größten darstellt, zu einer Belebung der Erosion und dadurch zu gesteigerten Ablagerungen führte. Vielleicht wirkten Tektonik und Klimawechsel Hand in Hand, die Karru zu erzeugen. Jedenfalls bringt die Ekkazeit nach langer Pause mächtige Massen kontinentaler, vielfach recht grober, sandsteiniger Ablagerungen über Grundbrekzien und -konglomeraten, wechsellagernd mit Schiefen und Kohlenflözen, denen sich höher hinauf Kalke einschalten. Die Grundfarbe der Ekka, die überwiegend unmittelbar dem Grundgebirge aufruht, ist eintönig dunkel; lebhaftere Farben treten zurück. Sichere Zeugnisse einer permischen Vereisung sind in Ostafrika nicht gefunden.

Die jüngeren Stufen der Karru zeigen wohl ein Erlahmen der Sedimentation. Beaufort und Stormberg sind geringmächtiger als Ekka; doch im Ausmaße ihrer Verbreitung noch nicht recht erkannt. Anzeichen trockener werdenden Klimas mehrten sich. Vulkanische Tätigkeit, gegen Norden hin abnehmend, zeigt sich wie in Südafrika. Sie deutet zugleich eine neue Bruchphase an, deren Veränderungen im Küstenlande Deutsch-Ostafrikas das Vordringen des Indik im mittleren Mesozoikum erleichtert haben.

Im einzelnen war der Kern Ostafrikas zu Beginn der Karru ein Gebiet relativ hoher Lage. Er überschüttete seine niedrigen Randlandschaften mit Schutt, der sich auf ihnen ansammelte, von großen Strömen herausgetragen. Ein solcher Randgürtel von Karru begleitete — heute tektonisch stark zugestutzt oder wieder zugedeckt — den Ostsaum des Hochgebietes, erhalten in der Kette von Karruvorkommen vom Hinterlande Mombasas über Ostusambara, Ostuluguru, Luwegu, Rovuma-Ludjende bis zum Hochlandsrande des südlichen Mozambique.

In den gut bewässerten Strecken dieses Gürtels wuchs in üppigem Gedeihen die Glossopterisflora¹⁾, die sich auch in Becken des Hochgebietes

¹⁾ Die Glossopterisflora umschließt nach ihrer Verbreitung und Biologie für paläogeographische und paläoklimatische Fragen gleich wichtige Probleme. Von Westen nach Osten gehend, ist sie auf den Südkontinenten bisher bekannt: von Westargentinien,

wohl fühlte. Sie löste die jüngere, anders zusammengesetzte Gondwanaflo­ra von Trias-Lias-Alter ab. Den südafrikanischen ähnliche Reptilfauna belebten Ostafrika.

Große Massen der Karru sind durch mesozoische Denudation bis auf Restlappen abgeräumt worden. Andre Teile wurden durch tektonische Vorgänge gerettet. —

Ist das innere Ostafrika seit präpaläozoischen Zeiten meeresfeindliches Gebiet, so erleidet sein Ostrand seit dem Dogger epikontinentale Überflutungen aus dem westlichen Indik, der ein flaches Schelfmeer war. Doch nehmen sie niemals großen Umfang an. Die Beharrlichkeit der fossilen Küstenlinie ist unverkennbar, und vorgezeichnet durch den Umriß des inneren Hochgebietes. Als tiefstes Mesozoikum

Uruguay, Südbrazilien, den Falklandinseln, von Südafrika durch das Kapland, Natal, Transvaal, Katanga, Mozambique bis Deutsch-Ostafrika, in Madagaskar, in Vorderindien nördlich bis Kaschmir—Afghanistan (Persien?), auf Nordborneo?, an verschiedenen Stellen Australiens, in Tasmanien. Dazu gesellt sich ihr Vorkommen auf der Antarktis (85.° s. Br.) und das im nördlichen Rußland an der Dwina, in Sibirien, in China, der Mongolei. Das Eindringen in diese letzten Gebiete ist wohl als Ausstrahlung von Indien her aufzufassen. Hier tritt auch ihre Vermischung mit der europäischen Permokarbonflora ein, die durch eine ganz andere Zusammensetzung in scharfem Gegensatz zu ihr steht.

Die Glossopterisflora, die zirkumpolarer Entstehung sein soll, beginnt ihre Entwicklung im oberen produktiven Karbon, den Ottweiler Schichten. Bindeglieder zur oberdevonischen und kulmischen Flora ihrer Verbreitungsgebiete sind bisher unbekannt. Sie klingt im Rhät aus, so in Tonking, Mexiko.

Die wichtigsten Vertreter der Gondwana-Flora sind die Glossopteriden, die wohl nach Art der Büschelfarne in Schopfform wuchsen. Ihre Rhizome („Vertebraria“) steckten im Boden. Die bis fußlang werdenden Blätter sind einfach und unzerteilt, und lang zungenförmig. Eine leicht kenntliche Maschenaderung zeichnet sie aus, die bei den einzelnen Arten verschieden ist. Die wichtigsten Gattungen sind die ältere Gattung Gangamopteris ohne Mittelader, die jüngere Glossopteris (*G. indica*, *browniana*) mit solcher. Sehr verbreitet ist ferner Noeggerathiopsis (*N. Hislopi*), eine den Cordaiten unserer Steinkohlenflora verwandte Pflanze. Ihre Blätter waren spatelförmig, die Adern häufig gegabelt — ferner Schizoneura und Phyllothea, schachtelhalmartige Gewächse.

Die ältere Glossopterisflora steht in einem gewissen zeitlichen Zusammenhange mit der permokarbonen Eiszeit der Südkontinente. Die Statur der Pflanzen spricht jedoch gegen ein Glazialklima an ihren Standorten: es waren großlaubige, farnartige Gewächse, mächtige Koniferen. Ihre Mischung mit nördlichen permokarbonen Pflanzen in Ostasien, Sibirien zeugt zudem von diesen ähnlichen Lebensbedingungen. Eine nicht unbeträchtliche Zahl von Stämmen Südafrikas zeigt allerdings wieder deutliche periodische Zuwachsstreifen; andere entbehren sie. Eine gewisse abkühlende Wirkung des milden Klimas in der Nähe der vereisten Gebiete mag hierin ihren Einfluß äußern.

Die Glossopterisflora lebte in Südafrika bereits vor der Ablagerung des permokarbonen glazialen Dwykakonglomerates. Sie wurzelt ebenso wieder auf ihm. Das Wurzeln auf den Moränen, das lange nach Abschmelzen der Eismassen eingesetzt haben könnte, sagt wenig über die Daseinsbedingungen der Flora¹⁾.

¹⁾ GOTHAN, Paläobiol. Betrachtungen über die fossile Pflanzenwelt. Berlin, Borntraeger, 1924. — POTONIE-GOTHAN, Lehrbuch der Paläobotanik. Berlin 1921.

liegt mittlerer Dogger über Karru bei Mombasa, Tanga, älterer an der Tanganjika-Bahn, Oberoxford hinter Lindi über Gneis, Unterkreide auf solchem im nördlichen Mozambique, oberste Kreide im südlichen. Mariner Lias fehlt, im Gegensatze zum Somalilande (?) und Madagaskar.

Nirgends ist die marine mesozoisch-tertiäre Folge vollständig gewesen. Durch Schwankungen der Küstenlinie wurde bald nur ein einzelner Horizont bald mehrere zum Ausfall gebracht. Die Ausbildung der Schichten ist durchaus eine küstennahe; selbst die Tone mit verkiesten Ammoniten des Albien sind neritischen Ursprungs.

Das Jurameer drang am tiefsten landein an der Tanganjika-Bahn, das Kreidemeer im südlichen Mozambique. Ersteres mied das Land im Süden des Rovuma gänzlich. Das tertiäre Meer erreichte, ausgenommen Südmozambique, nicht die innersten Säume seiner Vorläufer. Der Indik wurde zurückgeschlagen im Mitteltertiär: Ostafrika verbindet sich mit Madagaskar. Er kehrt aber im Jungtertiär, ohne kräftig vorzudringen, zurück. Im Diluvium reicht das Festland wieder über den, dem zentralen Ostafrika vorgelagerten Sansibar-Archipel hinaus: festländische Schotter wurden auf seinen Inseln ausgebreitet.

Vom Jura ab ziehen sich in Deutsch-Ostafrika die Spuren mariner Überflutungen nach Osten zurück, während in Südmozambique jüngste Kreide und Nummuliteneozän tiefer landein schreiten als die Unterkreide. Das Spiel zwischen Meer und Land zeigt in Ostafrika auf kleinem Raume ein sehr farbenreiches Bild.

Die marinen Schichten des Küstenlandes sind sehr fossilreich. Ihre Faunen spinnen verwandtschaftliche Fäden durch den westlichen Indik, der wohl erst weitab vom Festlande den Charakter einer Geosynklinale trug, nach dem Mittelmeere, Indien, Madagaskar und Südafrika. Mehr dem Stande der Kenntnis über eine bestimmte Fauna, als der Wirklichkeit entsprechend, werden bald zu dem einen oder andern dieser Nachbargebiete enge Beziehungen angenommen. Vorsicht wäre am Platze, aus unsicheren Grundlagen freie oder erschwerte Wanderungsmöglichkeiten zu formen. Nicht richtig erscheint z. B. die Ansicht UHLIGS, daß der ostafrikanische Jura nur ein epikontinentaler Ausläufer seines himalayischen Jurareiches ist. Zutreffender urteilt DACQUÉ, indem er eine äthiopische Juraprovinz als jener gleichstehend erachtet.

Im Känozoikum zeigt der ostafrikanische Großblock vergrößerte Neigung zum Aufsteigen gegenüber Küstenland und Kongo-Becken.

Diese Zeit bringt die Geburt der Bruchzonen, deren schärfste Eigenart in den Gräben geprägt wird, und das Aufflammen einer gewaltigen, mit ihnen verbundenen vulkanischen Kraftäußerung. Die Bildung der Zerrisse setzt im Untertertiär ein, und hält in Phasen bis zur Gegenwart an. Bruchlinien verschiedenen Alters stehen in naher Nachbarschaft. Die Zerbrechung Ostafrikas in große und kleine Schollen

Zeittafel der geologischen

Zeit	Charakter der Ablagerungen		Paläogeographische Zustände
Archäikum- Algonkium	In den älteren Abteilungen marine Schichten vorherrschend, in den jüngeren kontinentale Charaktere zunehmend Mehr oder weniger durch Regional-metamorphose verändert; die jüngsten Glieder fast unverändert		Archaisch-algonkische Geosynklinale Deren allmähliche Verlandung: Ostafrika Teil von Archafrika; nach Osten weiter ausgedehnt Abtragung der Afriziden ↓
Paläozoikum	Kontinentale und limnische Ablagerungen		Durchaus Festlandszeit Gondwanaland mit größerer Ausdehnung nach Osten Ausfüllung der Senken im Grundgebirge (Keine sicheren Spuren der Gondwana-Eiszeit)
Permokarbon	Kohlenbildung		
Mesozoikum	Kontinentale Ablagerungen der Karru	Marine litorale und neritische Sedimente seit dem Dogger am Rande Ostafrikas	Das ostafrikanische Gondwanaland randlich unter Schwankungen aus dem Indik überflutet. Im Norden steht die abessomalische See (seit der oberen Trias); im Süden dringt das antarktische Meer vor Abtrennung Madagaskars durch den „Kanal von Mozambique“ Meeresverflachung in der Oberkreide Wüstenklima sehr unwahrscheinlich
Tertiär	Im jüngeren Tertiär festländische Bildungen mit Sägerresten im Innern	Am Indiksanne marine Schichten	Ausgedehnte Rumpfflächen, von Inselbergen überragt Randlich schmale Bespülung aus dem Indik
Quartär	Verwitterungsböden (Roterden, Grauerden, Laterit) Schotterfluren Seeabsätze	Marine Küstenbildungen am Indik	Ostafrika umfaßt noch die ihm heute vorgelagerten Inseln; vielleicht über die Komoren leicht mit Madagaskar verbunden Ablösung dieser Inseln Pluvialzeit. Vergletscherung der Riesenberge Zunahme trockneren Klimas im Innern

Geschichte Ostafrikas (Versuch)

Wichtigere Bewegungsphasen	Vulkanismus
Auffaltung des afrizidischen Grundgebirges: 1. Protoafriziden, aufgefaltet am Ende des Archäikums, 2. Mesoafriziden, aufgefaltet im Altalgonkium, 3. Neoafriziden, aufgefaltet im Oberalgonkium (ältere kräftigere Phase — jüngere schwächere gegen Ende des Algonkiums)	Mit den Faltungen der Afriziden verbunden granitische Intrusionen größten Ausmaßes, begleitet von Extrusionen Beginn der Faltung begleitet von basischen Aufbrüchen „Jüngere“ Granitstücke kleineren Ausmaßes Teile dieser Gesteine metamorph
Vielleicht im Permokarbon Bruchphase mit stärkeren Schollenbewegungen etwa gleichalt der varistischen Orogenese	? Granitische Intrusionen
Bruchphase wahrscheinlich	Aufdringen basischer Ganggesteine, von Melaphyr- und Diabasdecken
Aufstieg Ostafrikas als Teil von Hochafrika Bildung der Störungszonen mit Gräben und Bruchstufen: Beginn im Oligozän; erster Höhepunkt im Miopliozän Abbrüche zum Indik Schollenzerlegungen	Mächtige vulkanische Tätigkeit Aufbau der vulkanischen Landschaft und ihrer Ergußdecken („Ostafrikanische Alkaliprovinz“ mit überwiegend alkalischen Gesteinen)
Fortgang der Grabenbildung: zweiter Höhepunkt im frühen Quartär, besonders in der westlichen Störungszone und im Abessinischen Graben Brüche am Saume des Indik (Pemba-Graben; submarine Täler)	Haupttätigkeit der Einzelvulkane: Virunga, Konde-Vulkane, Kilimandjaro, Kenia (z. T. auch schon pliozän) Erlöschen des Vulkanismus: wenige tätige Essen

greift von Osten nach Westen vor: die westliche Störungszone steht, beurteilt nach ihrer hohen Seismizität, unter unverminderter Neigung zur Vertiefung ihrer Abbrüche, mit der sie die Grabenschollen in ihre Zerrspalten einsaugt. Die übrigen Bruchzonen sind weniger lebendig. Doch zerlegen auch das Küstenland noch quartäre Brüche: so sank z. B. der Pemba-Graben erst ab nach dessen Überschotterung durch die alt-diluvialen Mikindani-Schichten.

Der Vulkanismus erreicht seine Höhepunkte in der Aufschüttung der Vulkanischen Landschaft und im Mittel- und Jungtertiär, ist aber auch im Diluvium noch sehr beachtlich. Ließ er in ihr zunächst Lava-decken von großer Dicke und Ausdehnung ausströmen, so baute er späterhin Einzelvulkane und warf klasmatisches Material aus. Bis auf wenige Zentren, deren tätigste die Virunga-Vulkane sind, ist er zur Ruhe gekommen. Die von ihm geförderten Gesteine zählen mit gewissen Ausnahmen zur atlantischen Sippe. Bis über das Sambesi-Tal drangen Ausläufer dieses känozoischen Zerrungsvulkanismus vor, sich dort mit den Ausläufern der Eruptionen der jüngeren Karro räumlich verquickend. Während der Karro-Vulkanismus mit allen seinen Unterphasen von Süden her gegen das Sambesigebiet austönt, geschieht — hier wie dort mit gewissen Ausnahmen — das gleiche mit dem tertiären von Norden her. Bemerkenswert ist, daß die tektonisch so gleichartig erscheinenden Grabenzonen mit vulkanischen Erscheinungen ganz verschiedener Stärke ausgestattet sind.

Die tektonische Umgestaltung Ostafrikas zog die morphologische nach sich. Der Zusammenhang zwischen Bruchtektonik und Entwässerung tritt sehr deutlich hervor. Im Innern Deutsch-Ostafrikas, z. B. in den östlichen Randteilen des Zentralgranits (Ugogo, Turu), geht bei den Schollenbewegungen die Einheit der ursprünglichen, frühtertiären Fastebene verloren. Ihre erschreckende Eintönigkeit lösen nun verschieden hoch gehobene, schief gestellte oder verbogene Teilstücke auf, die von Brüchen oder Bruchstufen begrenzt werden. Durch die Schollenzerlegungen und -bewegungen werden neue Erosionsbasen geschaffen, von denen aus je nach örtlichen Besonderheiten eine mehr oder minder kräftige Zerschneidung der Teile des alten Rumpfes, eine Einkerbung der Bruchstufen stattfindet. Nur dort, wo die wagerechte Lage der Fastebenen-Teilstücke ungefähr erhalten blieb, schreitet der alte Ver-ebnungsprozeß in kaum geänderter Weise fort.

Für das känozoische Klima der Mitte Ostafrikas ergeben sich folgende Anhalte: In der Prätertiärzeit war Ostafrika ein mäßig hohes Gebiet, das mit seinem niedrigen Küstenstrich unter tropischem Klima stand, etwas feuchter am Meere wie im Innern war. Im Tertiär schuf die Hebung des ostafrikanischen Großblockes und die, durch die Schollenzerlegung hervorgerufene kontinentale Abdachung des Innern ein mäßig

Skizze
morphologischen Gliederung
aus dem
Biete der Bruchstufen
Deutsch-Ostafrikas.

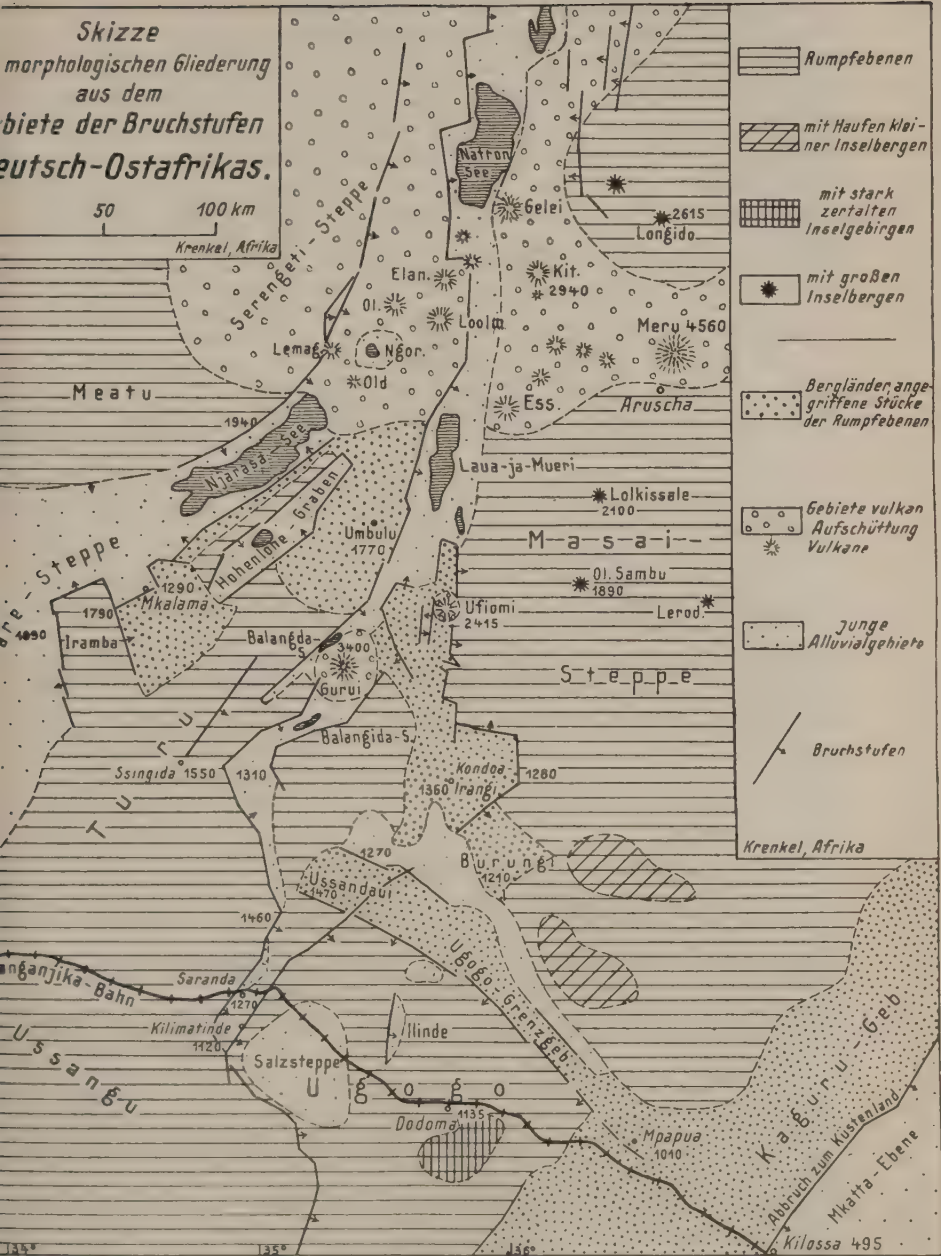


Fig. 94

arides Klima. Während die tektonischen Vorgänge anhalten, bringt das Diluvium Temperaturabnahme und Verstärkung der Niederschläge, Zunahme der Vergletscherung der Bergriesen. Große Seen sammeln sich in den tektonischen Senken. Gegen Ende dieser „Pluvialzeit“ steigt die Temperatur, die Niederschläge lassen nach. Das Innere beginnt auszutrocknen. Sein Klima wird halb arid. Die abflußlos gewordenen Landstrecken werden vom Ozeane her durch die großen Randströme angeschnitten. Abtragung der tektonischen hohen Ränder des Innern könnte wieder ein günstigeres Klima schaffen.

Literatur

- ANDREW, A. und BAILEY, T., The geology of Nyassaland. Mit Beiträgen von ARBER (Foss. Pflanzen), NEWTON (Süßwassermollusken), TRAQUAIR (Fische). Qu. J. Geol. Soc., Bd. 66, 1910, S. 189—252.
- BEHREND, F., Über die Stratigraphie der fossilereen Schichtenkomplexe Zentralafrikas und ihre Beziehungen zu den alten Systemen in Südafrika. Zeitschr. d. Geol. Ges., Bd. 69, 1917, M.-Ber. S. 37—43.
- , —, Über die Entstehung der Inselberge und Steilstufen, besonders in Afrika, und die Erhaltung ihrer Formen. Zeitsch. d. Dtsch. Geol. Ges., Bd. 70, Monatsber. S. 154.
- , —, Die Stratigraphie des östl. Zentralafrika. Beitr. z. geol. Erf. d. Deutsch. Schutzgeb., Heft 15, 1918 (Lit.-Verz.; geol. Karte).
- BORNHARDT, W., Zur Oberflächengestaltung und Geol. Deutsch-Ostafrikas. Berlin, 1900.
- v. BREHMER, W., Über eine Glossopterisflora am Ulugurugebirge (Deutsch-Ostafrika). Botan. Jahrb. 1914.
- CHOFFAT, P., Sur le crétacique de Conducia en Moçambique. Bull. Soc. géol. France, 1904, S. 2.
- , —, Le Crétacique de Conducia. Ann. Serv. Géol. Portugal 1903, Lissabon.
- DACQUÉ, E., Dogger und Malm aus Ostafrika. Beitr. z. Pal. u. Geol. Österr.-Ung., 23, 1910, S. 3.
- , —, Der Jura im Umkreis des lemurischen Kontinents. Geol. Rundschau, I, 1910, S. 148.
- , —, und E. KRENKEL, Jura und Kreide in Ostafrika. N. Jahrb. f. Mineral., Beil.-Bd. 28, 1909, S. 150.
- DANTZ, A., Die Reisen des Bergassessors Dr. DANTZ in Deutsch-Ostafrika in den Jahren 1898, 1899, 1900. M. a. d. D. Schutzgeb., 1902, 1903.
- DIETRICH, W. O., Über eine dem Mittleren Sauriermergel am Tendaguru äquivalente, rein marine Kimmeridgebildung in Mahokondo, Deutsch-Ostafrika. Palaeontographica, Suppl.-Bd. 7, Stuttgart 1924.
- , —, Zur Kenntnis der Urgongesteine im südlichen Deutsch-Ostafrika nebst Beschreibung der darin vorkommenden Orbitolinen. Palaeontogr. Suppl.-Bd. VII, Stuttgart 1924.
- ELLIOT, G. F. SCOTT und J. W. GREGORY, The Geol. of Mount Ruwenzori and some adjoining regions of Equatorial Africa. Qu. J. Geol. Soc. 51, 1895, S. 669.
- FINCKH, L., Über die Gesteine des Kenya und des Kilimandscharo. Centralbl. f. Min. usw. 1902, S. 204—205.
- , —, Die Trachydolerite des Kibo und die Kenyte des Kenya. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 1903, Bd. 55, Mon.-Ber. S. 14.
- , —, Die Rhombenporphyre des Kilimandscharo. Rosenbusch-Festschr. 1906, S. 373—398.

- FINCKH, L., Die jungvulkanischen Gesteine des Kiwusee-Gebietes. Wiss. Erg. d. Deutsch. Zentralafrika-Exp., 1907—1908. Bd. I, 1912.
- , —, Die am Westkibo gesammelten Gesteine (in JÄGER, Kilimandscharo). Mitteil. aus d. Deutsch. Schutzgeb., 22, S. 196.
- , —, Die von F. JÄGER in Deutsch-Ostafrika gesammelten Gesteine. Mitteil. Deutsch. Schutzgeb., Erg.-H. 4, 1911.
- FRAAS, E., Beobachtungen über den ostafr. Jura (mit Fossilnotizen von DACQUÉ). Zentralbl. f. Min. 1908, S. 641—651.
- FUTTERER, K., Beiträge zur Kenntnis des Jura in Ostafrika I—III. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 1894, Bd. 46, S. 1—49.
- GOLDSCHLAG, M., Petro-chemische Untersuchung einiger jung-vulkanischer Gesteine aus der Umgebung des Viktoriasees, besonders längs der Uganda-Eisenbahn. Centralbl. f. Min. 1912, S. 586—599.
- GOTHAN, W., Die fossile Flora des Tete-Beckens am Sambesi. Branca-Festschr., Berlin 1914, Borntraeger, S. 11—15.
- GREGORY, J. W., The great Rift Valley. London 1896.
- , —, Geology of Mount Kenya. Qu. J. Geol. Soc. Bd. 56, 1900, S. 205.
- , —, The Geological History of the Rift Valley. Journ. E. Africa and Uganda. Nat. Hist. Soc., 1919, Nr. 15, S. 429.
- , —, The African Rift Valleys. Geogr. Journ. 56, 1920, S. 13.
- , —, The Rift Valleys and Geology of East Africa. London 1921. (Lit.-Verz.)
- HENNIG, E., Beiträge zur Geol. und Stratigr. Deutsch-Ostafrikas. Arch. f. Biont., Bd. 3, 1914, Heft 3.
- , —, Über Urgon in Deutsch-Ostafrika. Centralbl. f. Min., 1913, S. 81—85.
- , —, Die Lagerungsverhältnisse des Tertiärs im südl. Deutsch-Ostafrika. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 68, 1916, S. 113—132.
- , —, Die geol. Verhältnisse des Pindirotals im südl. Deutsch-Ostafrika. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 68, 1916, Mon.-Ber., S. 181—200.
- , —, Die Fauna der Deutsch-Ostafrikanischen Urgonfazies. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 68, 1916, S. 441—479.
- , —, Der mittlere Jura im Hinterlande von Daressalam (Deutsch-Ostafrika). Berlin, Borntraeger, 1924.
- HERRMANN, Der geol. Aufbau des deutschen Westufers des Viktoria-Nyansa. Mitteil. a. d. Deutsch. Schutzgeb., Bd. 12, 1899, S. 168—173.
- HERZENBERG, R., Dr. OBSTs Gesteinssammlung aus dem abflußlosen Rumpfschollenland des nordöstlichen Deutsch-Ostafrika. Mitteil. Geogr. Ges. Hamburg, 1915, 29, S. 143.
- V. HÖHNEL, L. R., Orogr.-hydro. Skizze des Forschungsgebietes der Graf SAMUEL TELEKIschen Expedition 1887—88. Denkschr. k. Ak. Wiss. Wien, Bd. 58, 1891, S. 447—464.
- HOLMES, A., The Lateritic Deposits of Mozambique. Geol. Mag., Dec. 6, Bd. 1, 1914, S. 529.
- , —, Notes on the Structure of the Tanganyika-Nile Rift Valley. Geogr. Journ., 1916, 48, S. 149.
- , —, The Tertiary Volcanic Rocks of the District of Mozambique. Qu. J. Geol. Soc., 1917, 72, S. 222.
- , —, The Pre-Cambrian and Associated Rocks of the District of Mozambique. Qu. J. Geol. Soc., 1919, 74, S. 31.
- , — und WRAY, Outlines of the geol. of Mozambique. Geol. Mag., 1912, S. 412—417.
- HUDLESTONE, W. H., On the Origin of the Marine (Halimimic) fauna of Lake Tanganyika. Geol. Mag., London 1904, V. Bd. I, S. 337—382.
- JÄGER, F., Der Meru. Geogr. Zeitschr., 1906, S. 241—52.
- , —, Das Hochland der Riesenkrater und die umliegenden Hochländer Deutsch-Ostafrikas. Mitt. a. d. Deutsch. Schutzgeb., Erg.-Heft 4, 8, 1911 und 13.

- JANENSCH, W., Die Gliederung der Tendaguruschichten im Tendagurugebiet und die Entstehung der Saurierlagerstätten. Arch. f. Biont., Bd. 3, 1914, Heft 3, S. 227—261.
- , —, Über Torfmoore im Küstengebiet des südl. Deutsch-Ostafrikas. Arch. f. Biont., Bd. 3, 1914, Heft 3, S. 265—276.
- KILIAN, W., Sur la présence de l'étage Aptien dans le sud-est de l'Afrique. C. R. Ac. Sc., Paris 1902, 145, S. 68.
- KIRSCHSTEIN, E., Die Virunga-Vulkane. Wiss. Ergeb. d. Deutsch. Zentralafrika-Exped., 1907—1908, I, S. 61.
- KLUTE, F., Ergebnisse der Forschungen am Kilimandscharo. Berlin 1920.
- KOERT, W., Ergebnisse der neueren geol. Forschung in den deutsch-afrikanischen Schutzgebieten. Beitr. z. geol. Erf. d. Deutschen Schutzgeb., Heft 1, 1913. (Mit ausführlichem Literaturverzeichnis.)
- , —, Der Krusteneisenstein in den Deutsch-afrikanischen Schutzgebieten, besonders in Togo und im Hinterlande von Tanga (Deutsch-Ostafrika). Beitr. z. geol. Erforschung der Deutschen Schutzgebiete, Heft 13, 1916.
- , —, Pecten Vasseli Fuchs bei Tanga in Deutsch-Ostafrika und das Alter der dortigen jungen Deckschichten und jungen Küstenbildungen. Z. d. Deutsch. Geol. Ges. 60, 1908, Monatsber., S. 326—328.
- , —, Notiz über die Auffindung von Kelloway bei Tanga (Deutsch-Ostafrika). Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 1904, Mon.-Ber., S. 150—153.
- , —, Geol.-agr. Untersuchung der Umgegend von Amani in Ostusambara. Ber. über Land- u. Forstwirtschaft in Deutsch-Ostafrika. Bd. II, S. 143—164, 1904.
- , —, und F. TORNAU, Zur Geol. und Hydrol. von Daressalam und Tanga. Abh. Preuß. Geol. Land.-Anst., N. F. 1910, S. 1.
- KOHLSCHÜTTER, E., Über den Bau der Erdkruste in Deutsch-Ostafrika. Nachr. d. k. Ges. d. Wiss. Göttingen, 1911.
- KRENKEL, E., Zur Geol. des zentralen Ostafrika. Geol. Rundschau, I, 1910, S. 205.
- , —, Die Aptfossilien der Delagoa-Bai (Südostafrika). N. Jahrb. f. Mineral., 1900 I, S. 142.
- , —, Die Ostafrikanische Bruchzone. Naturwiss. Wochenschr., Bd. 28, 1913, S. 17—21.
- , —, Geolog. Beob. in Britisch-Ostafrika. N. Jahrb. f. Min., Beilageband 31, S. 243.
- , —, Vulkanologische Beob. im Bereiche der Tanganjika-Bahn in Deutsch-Ostafrika. Zeitschr. f. Vulkanologie, Bd. V, S. 85.
- , —, Die Tanganjika-Formation in Deutsch-Ostafrika. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1919, Monatsber., S. 88.
- , —, Moorbildungen im tropischen Afrika. Centralbl. f. Mineral., 1920, S. 371.
- , —, Bericht über eine Forschungsreise in Deutsch-Ostafrika. Ber. d. math.-phys. Kl. d. sächs. Akad. d. Wiss. zu Leipzig. Bd. 21, S. 193.
- , —, Über den Bau der Inselberge Ostafrikas. Naturwiss. Wochenschr., Bd. 19, 1920, S. 373.
- , —, Die Erdbeben Ostafrikas. Centralbl. f. Min., 1921, S. 705.
- , —, Die Bruchzonen Ostafrikas. Tektonik, Vulkanismus, Erdbeben und Schwereanomalien. Berlin 1922.
- , —, Über Saumriffe an der Küste Zentral-Ostafrikas. Nachrichtenblatt für Geol., Pal. u. Min., Bd. I, 1924, S. 1.
- KUNTZ, Beitrag zur Geol. der Hochländer Deutsch-Ostafrikas. Zeitschr. f. prakt. Geol., 1909, S. 205.
- LACROIX, A., Sur quelques roches ijolithiques du Kilima-Njaro. Bull. Soc. Fr. de Minéral., t. XXIX, S. 90—97, 1906.
- LEHMANN, E., Das Vulkangebiet am Nordende des Njassa als magmatische Provinz. Zeitschr. f. Vulkanologie, Erg.-Bd. IV, 1924.

- LUIGI AMADEO DI SAVOYA, Il Ruwenzori; parte scientif.: Geol., Petrogr. e. Min. Mailand 1909.
- MEYER, O. E., Die Brüche von Deutsch-Ostafrika, besonders der Landschaft Ugogo. N. Jahrb. f. Min., Beilage-Bd. 38., S. 805—881.
- , —, Inselberge in Ugogo. Peterm. Mitteil. 1912, I, S. 216.
- , —, H., Der Kilimandscharo. Berlin 1900.
- , —, Erg. einer Reise durch das Zwischenseengebiet Ostafrikas. Darin: SCHLOSSMACHER, K.: Die geol. Erg. der Exp. usw. Mitt. a. d. Deutsch. Schutzgeb., Erg.-Heft 6, 1913, S. 74—93.
- MOORE, J. E. S., The Tanganjika Problem. An account of the researches undertaken concerning the existence of Marine Animals in Central Africa. 1903.
- MUFF (MAUFE), H. B., Report relating to the geol. of the East-Afr. Protectorate. Colonial reports., Misc. 45, 1908.
- MAUFE, H. B., The Coastal Series of Sediments in East Africa. Geol. Mag., 1915, S. 274.
- OBST, E., Das abflußlose Rumpfschollenland im nordöstlichen Deutsch-Ostafrika. Teil I, Teil II. Mitt. geogr. Ges. Hamb., 1915, 1923.
- OPPENHEIM, Die Tertiärbildungen von Deutsch-Ostafrika. Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 68, 1916, Mon.-Ber., S. 103—113.
- OSWALD, F., The Miocene beds of the Victoria Nyanza and the geol. of the country between the Lake and the Kisii highlands. Quart. Journ. geol. Soc. Bd. 70, 1914, S. 128—162.
- PARKINSON, J., Report on the Geology and Geography of the Northern part of East Africa Prot. Col. Rep. Misc., 91, 1920.
- , —, Structure of the Northern Frontier District and Jubaland Province of East Africa Prot. Proc. Geol. Soc., 1915—1916 mit Beiträgen von G. C. CRICK und R. B. NEWTON.
- PARKINSON, J., On a group of metamorph. sediments situated between Machakos and Lake Magadi in British East Africa. Quart. Journ. geol. Soc., Bd. 69, 1913, S. 534—539.
- PRIOR, G. T., Contributions to the petrology of British East Africa. Min. Magaz., Bd. 13, 1903, S. 228—263.
- RECK, H., Vulkanolog. Beobacht. an der Deutsch-Ostafrikanischen Mittelland-Bahn. Zeitschr. f. Vulkan., I, 1914, S. 78.
- , —, Oldonyo l'Engai, ein tätiger Vulkan im Gebiet der Deutsch-Ostafrikanischen Bruchstufe. Branca-Festschr., 1914, S. 373—409.
- , —, Über eine neue Faunula im Juragebiet der Deutsch-Ostafrikanischen Mittelbahn. Centralbl. f. Min., 1921, S. 431.
- , —, Über das Alter der jungen Sedimente und des Pecten Vasseli F. an der ostafrikanischen Küste. Centralbl. f. Min., 1921, S. 526.
- , —, und W. O. DIETRICH, Ein Beitrag zur geolog. Kenntniss der Landschaft Usaramo in Deutsch-Ostafrika. Centralbl. f. Min., 1921, S. 372.
- , —, und G. SCHULZE, Ein Beitrag zur Kenntniss des Baues und der jüngsten Veränderungen des L'Engai-Vulkans im nördl. Deutsch-Ostafrika. Zeitschr. f. Vulkanol. 6, 1921, S. 47.
- ROCCATI, A., Nell'Uganda e nella Catena del Ruwenzori. Boll. Soc. Geol. Ital., 1907, 26, S. 127.
- ROSIWAL, A., Über Gesteine aus dem Gebiete zwischen Usambara und dem Stefanie-See. Denkschr. Ak. d. Wiss., Wien, 58, 1891, S. 465.
- SCHOLZ, E., Beiträge zur Kenntniss der deutsch-ostafrikanischen Tertiärlagerungen. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 1911, 62, Mon.-Ber., S. 368.
- , —, Beiträge zur Geol. des südl. Teiles Deutsch-Ostafrikas. Mitt. a. d. Deutsch. Schutzgeb., Bd. 27, 1914, S. 49—67.

- SCHUCHERT, Ch., Age of American Morrison and East African Tendaguru Formations. Bull. Geol. Soc. Am., 29, 1918, S. 245.
- SEWARD, A. C., Fossil plants from the Tanganjika Territory. Geol. Mag., 59, 1922, S. 385—392.
- STIGAND, C. H., Observations on the Northern Section of the Tanganjika-Nile Rift Valley. Geogr. Journ. London, 1916, 48, S. 145.
- V. STAFF, H., Beiträge zur Geomorphogenie und Tekt. Deutsch-Ostafrikas. Arch. f. Biont. Bd. 3, 1914, Heft 3.
- STROMER v. REICHENBACH, E., Die Geologie der deutschen Schutzgebiete in Afrika. Oldenbourg, München und Leipzig, 1896 (mit zahlreichen Literaturangaben).
- , Ist der Tanganjika ein Relikten-See? Peterm. Mitt., Bd. 47, 1901, S. 275—278.
- SUËSS, E., Die Brüche des östlichen Afrika. Denkschr. k. Ak. Wiss. Wien, Bd. 58, 1891, S. 555—584.
- TEALE, E. O., Geological Survey of Tanganjika Territory. Final Report with Guide Map to Specimens. Waterlow and Sons, London 1922.
- , —, The Geology of Portuguese East Africa between the Zambesi and Sabi Rivers. Transact. Geol. Soc. of South Africa, 1923, 26, S. 103 (mit Fossilnotizen von G. C. CRICK und R. B. NEWTON).
- , —, Some Non-foliated Igneous Rocks in Tanganjika Territory, and their bearing on Tectonic Problems in that region. Geol. Mag., 1923, S. 74.
- THIELE, E. O., Further Notes on the Physiography of Portuguese East Africa between the Zambesi River and the Sabi River. Geogr. Journ. London, 46, 1915, S. 276.
- , —, u. R. C. WILSON, Portuguese East Africa between the Zambesi river and the Sabi river: A Consideration of the Relation of its Tectonics and Physiographic Features. Geogr. Journ., 1915, Bd. 45, S. 16—45.
- TORNAU, F., Zur Geol. des mittleren und westlichen Teiles von Deutsch-Ostafrika. Beitr. z. geol. Erforschg. d. Deutsch. Schutzgeb., Heft 6, 1913.
- TOULA, F., Geol. Übersichtskarte des Gebietes zwischen Usambara und dem Stephaniesee. Denkschr. k. Ak. Wiss. Wien, Bd. 58, 1891, S. 551—554.
- UHLIG, C., Der sogenannte große ostafrikanische Graben zwischen Magad (Natronsee) und Laua ya Mueri (Manyarasee.) Geogr. Zeitschr., 1907, Bd. 15, S. 478—505.
- , —, Überblick über den Aufbau Ostafrikas zwischen dem Viktoriasee und der Küste des Ind. Ozeans, bes. längs der Uganda-Eisenbahn. Centralbl. f. Min., 1912, S. 559.
- , —, Die Tätigkeit des Vulkans Meru. Geogr. Zeitschr., Bd. 17, 1911, S. 278—281.
- VAGELER, P., Die Mkattaebene. Beitr. z. Kenntn. d. ostafr. Alluvialböden und ihrer Vegetation. Tropenpflanzer 1910; Beihefte, Bd. XI.
- , —, Ugogo. Beihefte zum Tropenpflanzer, Bd. 13, Nr. 1—2, 1912.
- , —, Über tropische sandsteinartige Verwitterungsbildungen aus Gneis und Granit. Centralbl. f. Min., 1912, S. 8—9.
- WALKER, E. C., Report on the Geology of East African Protectorate. Col. Office, Cd., 1769, 1903.
- WALLS, R. R., The Geology of Portuguese Nyasaland. Geol. Mag., 1922, S. 200.
- WERTH, E., Lebende und jungfossile Korallenriffe in Ostafrika. Zeitschr. Ges. f. Erdk., Berlin 1901, Bd. 36, S. 115—144.
- , —, Zur Kenntnis der jüngeren Ablagerungen im tropischen Ostafrika. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., Bd. 53, S. 287—306.
- Wissenschaftliche Ergebnisse der Tendaguru-Expedition 1909—1912. Archiv für Biontologie. Ges. Naturforschender Freunde zu Berlin. Mit Beiträgen von: BRANCA, DIETRICH, JANENSCH, HENNIG, LANGE, v. STAFF, ZWIERZYCKI.
- WOHLTMANN, F., Die Ergebnisse der chemischen Untersuchung deutsch-ostafrikanischer Böden. Tropenpflanzer, Bd. 1, S. 129—133.

- WOLFF, Fauna aus einer Tiefbohrung in jungen Küstenbildungen zu Dar-es-Salam. Jahrb. d. Pr. Geol. Landesanst., 1900, S. 148—157.
- WRAY, D. A., Observations sur la Géologie du District de Mozambique. Comm. Serv. Géol. Portugal, 1915, Bd. 11, S. 69—84.
- ZWIETZYCKI, Zur Frage der Unteren Kreide in Portugiesisch-Mozambique. Sitz.-Ber. Ges. Natf. Freunde Berlin 1913, S. 319—325.

10. Kapitel. Die Inseln im Indischen Ozeane

A. Madagaskar

An der schmalsten Stelle des Kanals von Mozambique 392 km vom afrikanischen Festlande entfernt, schaltet sich Madagaskar zwischen jenes und die Maskarenenschwelle ein. Während seine geradlinige Ostküste scharf zu Tiefen von 4000, ja über 5000 m abbricht, erreicht an der kräftiger gegliederten Westküste der Meeresboden nicht jene großen Tiefen. Hier entragen ihm als nördliche Wächter der Mozambiquestraße und Brücke gen Westen die vulkanischen Komoren, als südliche die Koralleninselchen Bassas da India und Europa. Mitten zwischen beiden aber springt die breite Schelfplatte vor, welche die rundliche Vorwölbung Westmadagaskars umrahmt: auf ihr entblößt unter Riffgesteinen Juan da Nova in Muskovitgneisen den alten Untergrund dieser ganzen Inselwelt.

Von NNO nach SSW gestreckt und 1500 km lang, wird die Schlankheit Madagaskars auf den Tiefseekarten kräftig unterstrichen durch die untermeerischen Fortsätze, die die Insel über Kap Ambre und Ste. Marie hinaus zur Madagaskar-Schwelle verlängern.

Madagaskar, die drittgrößte Insel der Erde, teilt sich in zwei große natürliche Regionen: die schmalere Westregion ist sedimentäres Land, die breitere und höhere Ostregion kristalliner Boden. Letztere wieder läßt sich nach gewissen Eigentümlichkeiten in das kristalline Zentralmassiv und das ozeannahe Küstenland gliedern.

I. Die Ostregion

a) Das Zentralmassiv

Kern der Insel und fast drei Viertel ihrer Fläche bildet das Zentralmassiv aus kristallinen Schiefen und Tiefengesteinen zumeist des Präkambriums. Über ihnen erheben sich ausgedehnte jungvulkanische Massen, so die von Ankaratra, von Antandroy, und vereinzelte Kraterhaufen.

Das gebirgige Zentralmassiv, das in lange, dem Streichen der alten Gesteine ungefähr folgende Rücken aufgelöst ist, steigt rasch über die es im Westen und Osten begleitenden niedrigeren Landstreifen auf. Nach Westen vermitteln drei oder vier Stufen allmählich den Abfall. Rascher, oft mauergleich bricht es nach Osten nieder. Das Zentralmassiv wird gern als in sich wieder zerstückelter Horst betrachtet, an dem die Ost- und Westseite der Insel absanken.

Seine höchsten Gipfel birgt es in seinem nördlichen Teilmassiv im trachytischen Tsaratanana (2868 m), in der Mitte — der 150 km breiten, in 1400 m Höhe ansetzenden Region der „Hochplateaus“, so Imérinas — im Tsiafajavona (2650 m) des Ankaratra, im südlichen Teilmassiv aber im Andohaëla (1979 m).

Kurze Flüsse entströmen dem Zentralmassiv nach Osten, längere nach Westen: unter diesen der Sofia, die Betsiboka, die im tiefen Kriek von Majunga mündet, und der Mangoky. Eine Reihe von Flüssen der Insel folgt in gewissen Laufstrecken ausgesprochenen Faltungslängstätern.

Die innere Struktur des afrizidischen Zentralmassivs ist wenig erforscht. Das überwiegende Streichen seiner Gesteine oszilliert zwischen NO und NW. Seltener ist eine OW-Richtung. Es scheint, daß das Zentralmassiv in jungalgonkischer Zeit eine erneute Bewegungsphase (oder eine neue selbständige Faltung?) erfuhr, die die letztere Richtung bevorzugte. So erkannte BARON OW-Falten in der Umgebung von Tananarive.

Die afrizidische Faltung war sehr intensiv. Steilstellung der kristallinen Schiefer ist das gewöhnliche. Die Falten sind eng zusammengepreßt, zum Teile wohl auch überkippt. Fast horizontale Lagerung dagegen zeichnet die große Abbruchzone des Massivs zur östlichen Küstenregion aus, bei gelegentlichem Westfallen der Gesteine: doch ist das auf tektonische Umstellung zurückzuführen.

Große Bruchlinien durchschneiden das Grundgebirge, so der über 200 km hin zu verfolgende Andavakasay- oder Ifasy-Bruch, ein scharfer Steilrand, der von toten Vulkanen begleitet wird, der Mahavavy-Bruch.

Sehr viel jünger als die Grundgebirgsfaltung — tertiär wie die eben genannten Bruchlinien — sind großwellige Schwellen ostwestlichen Laufes, die GAUTIER beschrieb, wie die Schwelle von Mandritsara, die von der Mahajamba- zur Antongilbucht verläuft, die von Antsihanaka, von Tsimandao-Manarahaka und schließlich am Südende der Insel diejenige von Midongy.

In dem gesamten kristallinen Gebiete Madagaskars lassen sich vorläufig festhalten drei größere Gesteinsgruppen:

- a) die Schichten von Andrarona. Es sind Schiefer und Quarzite von dunkler Farbe, reich an Kohlenstoff. Ihre Kristallinität ist sehr gering. Es sind wohl jungalgonkische Sedimente.

- b) Metamorphe Sedimente und Intrusiva. Sie sind sehr viel verbreiteter als Gruppe a). Die Kristallinität wechselt zwischen Phylliten und Glimmerschiefern. Neben diesen stellen sich Quarzite und Marmore ein. Graphitschiefer mit Chistolith könnten auf Verwandtschaft mit der ersten Gruppe weisen. Die Glieder dieser Gruppe kommen entweder insgesamt in engem stratigraphischen Verbande vor, oder herrschen in bestimmten Gegenden vor, so Quarzite zwischen Mania und Midongy, Glimmerschiefer zwischen Matsiatra und Midongy.

Tiefengesteine sind zahlreich; sie gehen z. T. in kristalline Schiefer über, z. T. werden sie von Kontakthöfen umgeben.

- c) Gneise bedecken den größten Teil der Insel. Herrschend sind glimmerarme, oft glimmerfreie Gneise, meist mit wenig Hornblende oder Augit, gebändert und nicht schiefrig. In einzelnen Gegenden kommen mit ihnen aber auch vor sehr glimmerreiche, dann schiefrige Gneise, die in Glimmerschiefer übergehen. Zu den Gneisen treten Einlagerungen von Quarziten, Marmoren, von Amphiboliten und Pyroxeniten.

Die Gruppe c) ist in der Hauptmasse eine hochmetamorphe Sedimentserie, durchschlagen von großen Intrusionen. Granöblastische Textur ist in allen ihren Teilen verbreitet. Eine Reihe der in ihr steckenden Intrusionen und Gänge hat jedoch keinerlei mechanische Umformung mehr erlitten; sie sind jünger als die Gneisifizierung. Einzelne Intrusionen der kristallinen Areale könnten sogar sehr jung sein.

Diskordanzen zwischen den drei Gruppen sind nur unsicher bekannt. In der Nachbarschaft des Itasy-Sees tragen ostweststreichende, nordfallende Gneise jedoch Quarzite und Glimmerschiefer, die bei West-einfallen NS streichen.

Die kristallinen Gesteine Madagaskars, sowohl die eruptiver wie sedimentärer Herkunft, haben in vielen Arbeiten durch LACROIX eine eingehende petrogenetische, mineralogische wie chemische Untersuchung erfahren.

Ihre Verwitterung erzeugt sehr verschiedene Formen. Verbreitet, so auf den Hochflächen und um Tananarive, ist Zerlegung in große und kleine gerundete Blöcke, die an Ort und Stelle weiter zerfallen oder die Berghänge langsam hinabwandern, an deren Fuße sie sich anhäufen. Im Süden der Hochflächen entragen den roten Erden mehrere Hundert Meter hohe, steilwandige Monolithen. Ihre durch das herabrieselnde Regenwasser erzeugte tiefe Kannellierung verläuft in der stärksten Neigung ihrer Abhänge. Sie findet sich auf Gneisen und Graniten, ja sogar auf Phonolithen und Trachyten. Keinerlei Schuttgürtel umzieht die Monolithen. Auflösung in Nadeln und Türme zeigen einzelne Granite, so die

von Vavavato. Zerfall in rundliche Scherben unter dem Einfluß des Wechsels von Erhitzung und Abkühlung ist bei den glimmerreichen Graniten und Gneisen zu Hause.

Über den verschiedensten kristallinen Gesteinen sind lateritische Decken ausgebreitet. Die große Insel ist ein rotes Land. Eine Fülle von Ortsnamen verraten ihre Charakterfarbe, wie Ambatomena = roter Fels, Andranomena = rotes Wasser. Die roten Decken erreichen viele Zehner von Metern Mächtigkeit.

Dank seiner meridional langgestreckten Form lassen sich auf Madagaskar die engen Beziehungen zwischen Lateritisierung und Klima gut erkennen. Der äußerste Süden der Insel liegt bereits außerhalb der tropischen Zone. Trotzdem verschwindet der Laterit nicht einheitlich am Breitenkreise von Tulear, sondern erst allmählich im Süden einer Linie, die gegen SO von Tulear auf Fort Dauphin verläuft. Die jenseits jener Linie folgenden Landschaften wie Mahafaly und Androy mit ihrem halb wüstenhaften Klima und ihren sehr seltenen Regen tragen nun wirklich keinen Laterit mehr, sondern ihren klimatischen Bedingungen entsprechende Verwitterungsrinden. Im Gegensatz zu ihrer Lateritfreiheit zeigt aber ihr ganzer ozeanischer Küstensaum bis in die Nachbarschaft von Fort Dauphin, der unter dem Einfluß des warmen und feuchten Klimas der übrigen madagasischen Küste steht, die Fortdauer der lateritisierenden Prozesse ungeachtet ihrer Breitenlage. — Im Massiv von Ankaratra und Tsaratanana bilden sich Laterite nicht über Höhenlagen von 1900 bis 2000 m.

Als wichtigste Ursachen der Lateritbildung sind auch auf Madagaskar erkannt die Periodizität der Regenzeiten und vor allem, als deren Folge, die Stärke des Wechsels des Grundwasserspiegels.

Laterit kommt nicht zur Entstehung auf senkrechten Felswänden oder an steilen Hängen — die kristallinen Felsmassen in allen ihren wechselnden Formen und Größen ragen ohne jede lateritische Kruste aus der roten Umgebung —, ein Zeichen dafür, daß er nicht das Resultat unmittelbarer chemischer Verwitterung oder der Regenwasserberieselung ist. Die horizontale Lage dagegen der Basaltplateaus und der Ebenen ist das Optimum für die Schaffung zusammenhängender lateritischer Decken.

In der gleichen Landschaft gibt es Laterite verschiedenen Alters: solche, deren Erzeugung unterbrochen ist, und andre, die wachsen. Fossil sind z. B. die Laterite von Antsirabe, die 28 m unter jüngeren Alluvionen liegen und älter als die trachytischen Ergüsse des Ankaratra-Massivs sind. Fossil sind auch die ausgedehnten Lateritplatten der Basaltdecken der Südostküste. Laterit ist dagegen in der Entstehung begriffen im Grunde gewisser Täler der Insel.

Die Unterbrechung der Lateritisation ist eine Folge des tieferen Einschneidens der Täler und der dadurch verursachten Absenkung des Grundwasserspiegels: das sind die toten Laterite. Aber nach Änderung des Grundwasserstandes setzt in den Tälern die Lateritbildung von neuem ein.

LACROIX unterscheidet in Madagaskar folgende Erzeugnisse lateritischer Zersetzung:

eigentliche Laterite	mit 100—90	auf 100 Teile lateritischer Elemente			
tonige Laterite	" 90—50	" 100	"	"	"
lateritische Tone und Kaoline	" 50—10	" 100	"	"	"
Tone und Kaoline mit weniger als 10	" 100	"	"	"	"

Je nachdem, ob die lateritischen Elemente kristallin sind oder nicht, werden diese Untergruppen ausgeschieden:

die Laterite und tonigen Laterite „gibbsitiques“, d. h. in kristalliner Form, und

die Laterite und tonigen Laterite „bauxitiques“, d. h. in kolloidaler Form.

Beide Gruppen kommen auf denselben Muttergesteinen vor. Als solche wurden nachgewiesen: Pegmatite, Granite und Gneise, Gabbros, feldspat-haltende Amphibolite, Basalte, Nephelinsyenit, Trachyt.

BAUER und LACROIX untersuchten Laterite verschiedenen Ursprungs:

				I	II
SiO ₂				1,29	14,17
Al ₂ O ₃				60,86	44,87
Fe ₂ O ₃				1,00	17,33
FeO				—	—
MgO				—	0,13
CaO				—	0,18
Na ₂ O				—	—
K ₂ O				—	—
TiO ₂				—	—
P ₂ O ₅				—	—
H ₂ O +				33,42	20,06
H ₂ O —				—	—
Quarz				3,32	3,78
				99,89	100,52
Al ₂ O ₃ · 3 H ₂ O				2 Fe ₂ O ₃ · 3 H ₂ O	2 SiO ₂ · Al ₂ O ₃ · 2 H ₂ O
I.	95	—	1	4 (6 aq.)	
II.	51	17	—	32	

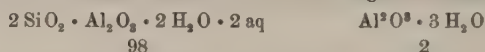
I. Granit-Laterit von Ivohibe (BAUER),

II. Gabbro-Laterit (BAUER).

Unter den tropischen Ländern ist Madagaskar bemerkenswert durch die Verbreitung der Umwandlung granitischer und gneisiger Gesteine in Kaolin. In Betsileo, zwischen Ambohimasoa und Ambositra, sind Granite und Gneise auf großen Flächen in Kaolin überführt. Zahlreiche andere Vorkommen sind bekannt.

SiO ₂	43,90
Al ₂ O ₃	38,80
Fe ₂ O ₃	—
CaO	0,03
MgO	0,10
TiO ₂	—
H ₂ O +	14,30
H ₂ O —	1,87
unlöslich	0,48
	99,38

Es ergibt sich für diesen Kaolin von Andilona folgender Aufbau:



Von den Gebieten der kristallinen Gesteine mag nur das der **Hochplateaus** näher beschrieben werden. Es beginnt im Norden am isolierten Granitmassiv von Vohambohitra am Oberlaufe der Betsiboka und endet im Süden am granitenen Ivohibe.

Der Norden dieses Gebietes (bis zum 20.° S) ist eine eintönige Gneis- und Granitregion. Die Gesteine sind mittelkörnige Orthogneise, mit wenig Hornblende oder Pyroxen, meist glimmerarm, mehr flasrig als schiefrig. Die sehr seltenen Paragneise sind glimmerreich, manchmal cordierithaltig. Sie gehen in Glimmerschiefer mit oder ohne Granaten und Sillimanit über. In den Paragneisen und Glimmerschiefern liegen die zahlreichen ausbeutbaren Graphitlager der Hochflächen. Die Gneise sind oft goldhaltig. Magnetitquarzite in dünnen Bänken geben das Haupteisenerz für die Eingeborenen. Auch Marmore finden sich.

Granitische Intrusionen sind zahlreich. Sehr häufig werden sie von Pegmatiten begleitet, die auf Beryll und radioaktive Mineralien ausgebeutet werden. Basische Intrusionen fehlen nicht, so Olivingabbros (Massiv von Ankaramainty) und Peridotit.

Auf dieser Grundgebirgsunterlage stehen die vulkanischen Bauten von Ankaratra, Itasy und Valalafotsy.

Der Süden der Hochflächen dagegen ist komplizierter gebaut. Eine zentrale Zone von Gneisen und Graniten wird beiderseits begleitet von verschiedenartigen Gesteinsgruppen.

1. Die Zentralzone wird bezeichnet durch die Lage von Antsirabe, Fianarantsoa, Ambohimandroso und das Ivohibe-Massiv. Sie gleicht petrographisch durchaus dem Norden der Hochflächen.

Analysen von Eruptivgesteinen des Grundgebirges
(Nach LACROIX)

	I	II	III	IV	V	VI	VII
SiO ₂ . . .	72,84	74,32	55,34	48,94	60,06	71,12	55,59
Al ₂ O ₃ . . .	13,94	18,23	16,11	21,31	11,17	14,15	20,18
Fe ₂ O ₃ . . .	1,94	1,97	6,67	2,38	7,29	3,05	4,19
FeO . . .	1,02	0,42	4,54	3,81	1,96	0,59	3,25
MgO . . .	0,33	0,36	1,94	6,65	2,58	0,66	0,33
CaO . . .	1,02	1,48	6,40	13,22	4,02	0,70	2,29
Na ₂ O . . .	3,27	3,88	3,81	2,24	4,18	6,82	6,85
K ₂ O . . .	4,99	4,35	2,91	0,42	7,39	2,64	5,59
TiO ₂ . . .	0,23	—	1,59	0,36	0,81	—	0,29
P ₂ O ₅ . . .	0,19	0,04	0,31	0,06	0,17	0,07	0,19
H ₂ O + . . .	0,45	0,27	0,34	0,43	0,43	0,41	0,53
H ₂ O — . . .	0,06	—	0,22	0,13	0,26	0,09	0,10
	100,26	100,22	100,18	100,05	100,32	100,30	99,84 (+ Cl 0,04 SO ₃ 0,02)

I. Granit, Ramartina

II. Gneis, West-Itorendrika

III. Quarzdiorit, Itsindra

IV. Olivingabbro, Anosy-See

I—IV = Kalkalkali-Reihe.

V. Nephelinsyenit, Andringitra

VI. Ägiringranit, Itorendrika

VII. Nephelingneis, Makaraingo

V—VII = Alkali-Reihe.

Orthogneise überwiegen in ihr. Paragneise scheinen zurückzutreten. Quarzite finden sich hier und da, selten Marmore wie die aus ihnen hervorgehenden basischen Anorthit-Granatgneise. Zahlreiche Granitmassive, oft mit Dioriten und quarzführenden Gabbros vergesellschaftet, sind besonders zwischen Antsirabe und Ambositra zu nennen. Ihre Pegmatite bergen riesige Muskovit tafeln; andere führen sehr große Zirkone. Einzelne bemerkenswerte Vorkommen von körnigen basischen Gesteinen durchdringen diese Region: ein über 20 km breites Band im Osten der Vavavato-Kette enthält Gabbros und Websterite in Gängen. Ein Massiv von serpentinisiertem Peridotit birgt Nickel.

2. Die Glimmerschieferzone, gut entwickelt z. B. im SO von Antsirabe, wird ebenfalls von Graniten durchschlagen, deren Kontakthöfe Vorkommen von Korund enthalten.

3. Die Schiefer-Quarzit-Marmor-Zone, im Westen der Zentralzone, ist sehr viel bedeutsamer als die vorgenannte. Sie bedeckt das Gebiet zwischen dem Breitenkreise von Inanatonana im Norden und der Matsiatra im Süden. Es handelt sich in ihr um eine ursprünglich sedimentäre, ungleichmäßig metamorphosierte Schichtreihe aus Schiefern, Quarziten und Kalken. Die Beziehungen dieser Gesteine zueinander

enthüllen sich bei Ambatofanghana: Glimmerschiefer mit großen Muskoviten und Biotiten stehen in Kontakt mit Granit, und tragen harte dunkle Quarzite, die zunächst reich an Magnetit und Hämatit sind, dann spaltbar und reinweiß werden. Darauf folgt ein Glimmerschiefer mit kleinen Biotiten und reich an Mikrolin, schließlich Marmor mit kleinen Quarzitlinsen. Im Gebiete von Behamazembina treten weniger umgewandelte Gesteine auf: so chistolithführende Graphitschiefer. Anderswo finden sich auch Phyllite.

Wie die beiden andern, wird auch diese Zone von großen Granitmassiven durchdrungen. Die Granite gehören zu verschiedenen Typen. Zu einem Teile sind sie vergneist. Zwischen der Mania und Matsiatra sind ihnen Gänge von Ägirin-Granit und -Syenit eingeschaltet, mit Alkali-Apliten und -Pegmatiten. Kontakterscheinungen lassen sich in den Kalken beobachten: gewisse erzführende Vorkommen sind mit ihnen verknüpft. Ein durch seine überaus wechselnden Gesteins- und Gangtypen hervorstechendes Gabbromassiv beginnt im Norden des Manandaza.

b) Das Küstenland

Sehr viel imposanter als die West- steigt das Küstenland der Ostregion aus dem Meere empor, und zwar in mehreren Bruchstufen. Prachtvoller Urwald verkleidet ihre Abstürze und Schollenstreifen, den geologischen Bau stark verhüllend. Kristalline Gesteine des afrizidischen Grundgebirges, deren Aufzählung im einzelnen sich erübrigt, herrschen durchaus vor. Ihre Faltung ist intensiv, ihre junge Zerbrechung sehr erheblich.

Von marinen Sedimenten sind allein die transgredierende oberste Kreide und quartäre Riff- und Küstenbildungen bekannt.

Jene, und zwar die Maastrichtstufe, beschränkt sich auf den engsten Küstensaum. Ihre Schichten bestehen aus einem Wechsel von feinen Kalksandsteinen, Kalken und Tonen, während gröbere Transgressions-sedimente zu fehlen scheinen. Diese Kreidevorkommen verteilen sich über eine Strecke von 200 km, an der sie weit getrennt voneinander bei Vatomandry, Fanivelona, Nosy Varika, Marohita auftauchen. An Fossilien sind aus ihnen bekannt: *Lytoceras Indra*, *Pugnellus crassicostratus*, *Gryphaea vesicularis*, *Ostrea unguolata*, *Roudaireia cordialis*, *Epiaster nutrix*, *Noellingia Boulei*, *Lepidorbitoides socialis*.

Dem Meere entlang dehnt sich ein 600 km langer Gürtel von Lagunen. Sie sollen die Reste einstiger Strandkanäle von Saumriffen sein, die durch junge Küstenhebung trocken gelegt wurden.

Die vulkanischen Gesteine, die die Ostregion und vor allem den Küstensaum begleiten, und zwar in mehreren Generationen, sind später erwähnt.

Die Ostküste zeigt zwischen der Antongil-Bucht und Fort Dauphin in ihrer Länge von 1150 km eine auffällige Geradlinigkeit, die sich durch geodätische Aufnahmen immer stärker bestätigt sieht. BARON sprach sie wohl zuerst als Bruchlinie an. Für ihre tektonische Anlage zeugen, neben ihrer beharrlichen NNO-Richtung, am besten die an ihr gefundenen, oben benannten Kreideschollen in gestörter Lagerung.

Erderschütterungen und magnetische Störungen sprechen in gleichem Sinne. Diese große tektonische Linie, die sich wohl bis an die Ostseite der Amiranten verfolgen läßt, ist jünger als die oberste Kreide, vielleicht erst quartär. Die Oberflächenformen nahe der Küste sind jedenfalls von großer Jugendlichkeit, das Gefälle der Flüsse unausgeglichen.

Gleichgerichtet dem Abbruche der Ostküste durchschneidet die Ostregion der lange Graben des Alaotra-Sees samt seiner Fortsetzung am oberen Mangoro, der Ankay-Ebene. Er ist erfüllt von quartären Süßwasserabsätzen und umgeben von hochgelegenen Seeterrassen. BARON betrachtete beide Depressionen als von einem einzigen See erfüllt, dessen Rest Alaotra ist. PERRIER DE LA BATHIE zeigte jedoch, daß sich in dem Grabenzug zwei, durch eine Querschwelle getrennte Wasserbecken bargen. Die Terrassen um Alaotra stehen in 770, die um den Mangoro-See in 760 m Höhe. Etwas höher liegen an beiden die Geröllschichten der in sie mündenden Flußdeltas. Im Mangorobecken fanden sich nahe der Oberfläche der 20 m dicken, über Gneis sedimentierten Seeablagerungen in einer limonitischen Lage Reste von Dikotyledonen, die zu lebenden oder solchen sehr nahestehenden Arten gehören.

II. Die Westregion

Die Westregion, das Sakalavenland, ist nahe der Mozambiquestraße flach, im Innern hügelig, von langaushaltenden Stufen und niedrigen Bergketten durchzogen. Sedimente vor allem mesozoischen Alters bedecken sie. Aus ihnen taucht am Kap St. André das kristalline, zweigeteilte Ambongo-Massiv hervor, das schon in der mesozoischen Paläogeographie Madagaskars als dem Zentralmassiv vorgelagerte Insel eine Rolle spielte. Jungvulkanisch sind die dem Sedimentärland aufruhenden großen Massen von Ambre, der Insel Nosy Be im Norden und die Überzahl der kleineren Massive, Decken und Gänge in ihm bis zur Südspitze der Insel.

Gegen das Zentralmassiv stößt die Westregion in der 800 bis 1000 m hohen Steilstufe Bongo Lava ab, während eine niedrigere Stufe, Bemaraha-Tsindavo, sie durchzieht. Die Westküste selbst aber gliedert sich in zwei NO und zwei NNW gerichtete Strecken.

Die Sedimente der Westregion streichen in langen schmalen Bändern aus, von Osten nach Westen an Alter abnehmend. Sie umlaufen im

Nordteile der Insel in nordöstlicher Richtung, in ihrem Süden meridional in leichten Biegungen die Konturen des Zentralmassivs. Diese Knickung ihres Ausstreichens verschuldet der Sporn des Ambongo-Massivs. Die ältesten terrestren Schichten, die diskordant dem Grundgebirge folgen, sind dem Alter nach nicht sicher. Eine kohlenhaltige Abteilung in ihnen schied man als Perm aus. Über diesem Perm liegen mächtige Massen mesozoischer mariner, sehr fossilreicher Gesteine. Unter ihnen spielt die Trias nur eine geringe, der Jura die bedeutsamste Rolle. Marines Alttertiär findet sich nur an der nördlichen und südlichen Westküste.

a) Schichtfolge

Die tiefsten, nicht metamorphen Gesteine Madagaskars sind kontinentale Ablagerungen über dem kristallinen Grundgebirge des Gondwanalandes. Erst von der Untertrias an beginnen sich sicher marine Schichten einzustellen.

1. Karbon

Kohlenführende Schichten vom oberen Onilahy in Südmadagaskar bei Benenitra sind des öfteren als karbonisch betrachtet worden. Jedoch scheint jetzt die Neigung größer, sie dem Perm zuzuteilen als Bestandteil der gleich zu nennenden Schichten.

2. Perm

Das permische Alter eines mächtigen Schichtkomplexes ist durch seine Fossilführung sicher. In Südmadagaskar, im Süden des eben erwähnten Onilahy, enthalten Konkretionen in Schiefern schöne Abdrücke von, ihrer Schädel beraubten Vierfüßern und Fischen (*Atherstonia*). BOULE erkannte sie als permisch. Unter den ersteren wären zu nennen Vertreter der Gattungen *Palaeohatteria*, ?*Protosaurus*, ?*Saurosternum*. Mit ihnen zusammen fanden sich Reste von *Glossopteris indica*.

Das Perm Südmadagaskars, das unmittelbar dem Grundgebirge aufruht, führt an seinem Grunde einen, dem Dwyka Südafrikas als ähnlich beschriebenen Blocklehm. Es führt neben kantigen kleineren auch große Blöcke bis zu einem Meter an Durchmesser. Diese bestehen aus allen möglichen Gesteinen des Zentralmassivs und werden durch ein toniges und sandiges Bindemittel von dunkler Farbe verbacken.

Dieser Blocklehm gilt als Stütze der karbonisch-permischen Vereisung Madagaskars. PERRIER DE LA BATHIE betont jedoch, daß diesem Blocklehm gekritzte Geschiebe durchaus fehlen, wie seiner Auflagerungsfläche geschliffene Felsen und Rundhöcker. Die konglomerat-ähnlichen Ablagerungen halten sich an ältere Bodenvertiefungen wie

Flußabsätze. Ihre Bestandteile stammen meist aus Gesteinen der nahen Nachbarschaft der heutigen Vorkommen.

Die Entscheidung, ob ein echter glazialer Blocklehm vorliegt, oder nicht, wäre von erheblicher theoretischer Bedeutung.

Über dem, höchstens 50 m mächtig werdenden Blocklehm folgen Psammite in der Gegend von Ranohira, Sandsteine im Süden des Onilahy. Kohlige Schiefer in ihnen enthalten Pflanzenreste: FRITEL bestimmte unter diesen *Gangamopteris cyclopteroides* und *major*. Im Becken der Ianapera, eines linken Nebenflusses des Onilahy, unterscheidet PERRIER DE LA BATHIE zwei Etagen:

- a) eine untere mit groben, weißen kreuzgeschichteten Sandsteinen. Zu ihnen gesellen sich Schiefertone mit kleinen Kalkbänken und Kohlschichten. Aus den Kalken wird *Syringopora* erwähnt. Die Angabe von *Syringopora* gibt zu manchen Zweifeln Anlaß. Die Gattung ist bisher nur bis zum Karbon (Kohlensalk) bekannt; sie ist marin. Läge wenigstens ein marines Fossil vor, so hätte ein litorales permisches Meer bereits die Westküste Südmadagaskars erreicht — was nicht ausgeschlossen erscheint.
- b) eine obere aus Sandsteinen mit wechselnder, meist roter Farbe. *Gangamopteris* kommt hier vor. Die Dicke beträgt 200 bis 300 m.

In einzelnen Horizonten der ganzen Folge liegen reichlich Reste von Amphibien: so am Zusammenfluß von Zomandao und Mangoky.

3. Trias

Im Norden Madagaskars sind die ältesten bekannten Sedimente — oft in Transgressionsverband über dem Kristallinen folgend, so bei Andavakoera — zwischen der Mündung des Loky und der Halbinsel Ampasimena glimmerige Sandsteine mit *Myophorien*, darüber Septariene. Diese enthalten unten (am Bobasatrana) zahlreiche Fische — noch z. T. mit permischen Anklängen wie *Ecrinosemus Dixoni*, *Coelacanthus madagascariensis* — und oben (im Berezika-Tale) Konkretionen mit meist kleinen Ammoniten. Die von DOUVILLÉ bestimmten Arten (von *Medlicottiiden* *Cordillerites* cf. *angulatus*, von *Meekoceratiden* *Hedenstroemia Kossmati*, *Meekoceras jolinkense*, *Lecanites*, *Flemingites Russellii*) sprechen für untere Trias. Faunistische Beziehungen zu Indien ergeben sich. Ein höher liegendes Niveau mit *Cladiscites*, *Joannites*, *Tirolites*, *Otoceras* ist wohl Obertrias.

Zwischen der Halbinsel Ampasimena und Kap St. André sind die tiefsten Schichten braune Tone, Sandsteine, bunte Sande. Pflanzenreste sind ihnen eingeschaltet.

Eine bei Malaimbandy und Ankavandra gefundene Flora mit *Cladophlebis remota*, *Lepidopteris stuttgartensis*, *Danaeopsis marantacea*, *Taeniopteris magnifolia*, *Voltzia* cf. *heterophylla*, — in Gesellschaft mit den Gondwanatypen *Schizoneura* cf. *gondwanensis* und *Noeggerathiopsis* cf. *lacerata* — betrachtet ZEILLER als Keuper.

Vieles bleibt noch an der permisch-triasischen Schichtfolge zu klären. Sicher ist, daß der Norden der Insel schon zur Untertrias vom äthiopischen Meere gespült war. Unsicher dagegen noch, ob der permische antarktische Ozean den Süden Madagaskars erreichte.

4. Obertrias; terrestres Mesozoikum

Über den bisher erwähnten Formationen ruht eine 400 bis 800 m dicke, terrestre, unter langandauernden gleichartigen Absatzbedingungen entstandene Folge grober, dickbankiger Sandsteine. An ihren Ausstrich hält sich die tiefe Erosionsfurche, die „dépression permo-triasique“, die sich über die ganze Länge der Insel zwischen dem Abbruch des Zentralmassivs und der Juratafel in wechselnder Breite hindurchzieht. Sie hat eine mittlere Höhe von nur 80—100 m, steigt aber auf 500 m bei Ranohira an, dort im Westen von dem 1000—1200 m hohen Isalo-Massiv überragt.

Es sind weiche, kreuzgeschichtete Sandsteine mit meist kalkigem Bindemittel. Alle Farben finden sich in ihnen. Konglomeratbänke, Sand und Tonlinsen schalten sich ein. In der Nähe des Zentralmassivs überwiegen Arkosen.

Diese Sandsteinformation ist besonders verbreitet im Norden (Andavakoera, Kalobenono), im W. am Abfalle der Bemaraha, im SW in den Bergen von Makay und Isalo. Ihr Alter wird meist als Trias angenommen. Doch könnte dazu wohl auch Lias in Betracht kommen. Jedenfalls wird diese dicke Schichtgruppe von marinem Oberlias oder von Bajocien zugedeckt.

5. Jura

Lias. Die über den eben beschriebenen folgenden Schichten in Andavakoera sah LEMOINE bereits als liasisch an. Es sind die Tone von Ambodifiakarana, dann die mächtige sandige Folge von Andrafiamana.

Auf Nosy Be und der Halbinsel Ampasimena sammelte VILLI-AUME die von H. DOUVILLÉ bestimmten sicher liasischen Fossilien. An der Basis liegen hier (1) weiße Kalksandsteine. Dann folgen (2) dunkle Schiefer mit Wechsel von Bänken mit marinen Fossilien und pflanzenführenden Schichten mit Kohlenlagen. Die Folge endet mit (3) schwarzen harten fossilhaltigen Kalken. Fauna und Flora sind oberliasisch, schon zum Bajocien neigend. Die Fauna zu (1) besteht aus *Haugia* cf. *metallaria*,

Harpoceras cf. *serpentinum*, *Dumortieria* cf. *Dumortieri*, die Flora aus *Equisetum Jolyi*, *Pecopteris exilis*, *Sphenozamites*, *Pagiophyllum*, *Brachyphyllum*, *Thuyites*. In den Kalken (3) liegen *Harpoceras* cf. *serpentinum*, *Zeilleria sarthacensis*, *Spiriferina*, *Pholadomya*. — In diesen Schichten stecken die Intrusionen von Ampasindava.

Südlicher im Gebiete des Mahavavy (Ankara, Ankilahila, Ikavo) besteht der auf bunten Sandsteinen ruhende Lias aus festen braunen Kalken mit *Harpoceras cornacaldense*, *Hildoceras inclytum* var. *madagascariensis*, *Bouleiceras nitescens*, dazu mit Muscheln und Brachiopoden (*Spiriferina rostrata*, *Rhynchonella Moorei*) europäischen und südamerikanischen Gepräges. Diese Toarcien-Stufe wird von Plateaukalken des Unterbajocien bedeckt.

Dogger. Im Dogger wurden in der Nordhälfte der Insel drei Fazies unterschieden:

- a) wichtig ist die Kalkfazies mit Ammoniten südlich der Betsiboka. Sie zeigt helle, feine, muschelig brechende Kalke von

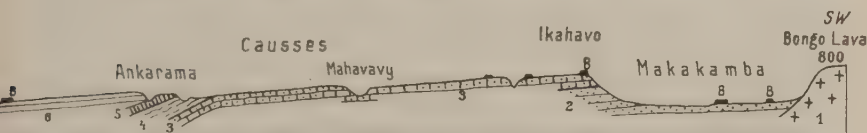


Fig. 95. Profil durch das Mesozoikum von Maëwatanana. (Nach COLCANAP.)

- 1 = Gneis, 2 = Trias, Lias, 3 = Unterer Jura, 4 = Oberer Jura,
5 = Unterkreide, 6 = Albien, B = Basalt.

großer Dicke, so in den Schluchten des Manambolo 400 m mächtig. Ihre Kalke bilden ausgedehnte, den französischen Causses ähnliche, von tiefen Tälern durchsagte Kalkplateaus, und dürften unten noch kalkigen Lias, nach oben Bajocien und Bathonien vertreten. Diese Causses erstrecken sich entlang der Küste weit nach Süden. Zwischen Kap St. André und der Tsiribihina trägt das Kalkplateau von Antsingy schöne Karrenfelder.

Fossilien des kalkigen Ammoniten-Bajocien sind: *Sonninia decora*, *Belemnopsis sulcata*, *Trigonia costata*, *Lopha cristata*.

- b) Zwischen der Betsiboka und Analalava steht eine lagunäre Fazies. Lumachellen, Kalke wechseln mit Sandsteinen. Erstere enthalten *Corbula Grandidieri* und *pectinata*; letztere aber sind, so bei Befotaka und Andranosamonta, reich an Resten gewaltiger Dinosaurier, so von *Bothriospondylus madagascariensis* des Bathonien.

Solche Dinosaurierschichten kommen auch sonst noch vor, z. B. ganz im Süden im Sakondrytale.

- c) als dritte Fazies entwickeln sich aus der lagunären nach Norden zu in der Region von Diego Suarez wiederum dichte massige Kalke, gleichfalls Plateaus bildend, nun aber mit Echiniden (*Cidaris meandrina*, *Aerosalenia Lemoinei*) und Brachiopoden (*Terebratula circumdata*, *Rhynchonella concinna*).

Bathonien ist auch im Süden der Insel zu Hause. Zu ihm gehören Sandsteine mit Belemniten, überlagert von Korallenkalken mit *Montlivaultia*, *Trigonia costata* im Gebiete des Onilahy. Auf den Kalken liegen nochmals Sandsteine.

Das Bathonien ist gekennzeichnet durch *Rhynchonella lotharingica* und *concinna*, *Corbula pectinata*, *Trigonia costata* und *pullus*, *Modiola imbricata*. Im madagasischen Süden wurde übrigens mit *Rhyn. concinna* zusammen auch *Parkinsonia Parkinsoni* gefunden.

Callovien ist im Norden bei Maromandia mit *Perisphinctes indicus* und *omphalodes* und *Reineckia* als tonige Sandsteine — in der Region von Analalava (Andranosamonta) als Sandsteine und Tone mit *Macrocephalites macrocephalus*, *Perisphinctes balinensis*, *Reineckia unceps* var. *Greppini* — in der Region der Betsiboka als braune oolithische Kalke mit *Macrocephalites macrocephalus*, *Cadoceras Herveyi*, *Phylloceras vicarium*, *Oppelia conjungens* und Brachiopoden — im Norden des Ambongomassivs mit *Phylloceras mediterraneum*, *Perisphinctes hians* bekannt.

Außerdem im Süden bei Morondava mit *Macr. macrocephalus* und *Cosmoceras calloviense*, und im Sakondry-Gebiet.

Malm. Oxford ist im Norden und Süden wahrscheinlich vorhanden, aber schwer von den einschließenden Etagen zu trennen. Bei Morondava mag es durch *Perisphinctes plicatilis* angedeutet sein.

Oberoxford ist im Norden fossilführend bei Analalava und südlich davon mit *Hecticoceras Kobelli*, *Aspidoceras Fontannesi*, *Lissoceras deplanatum*, *Phylloceras Feddeni* in blauen Tönen — ebenso an der Betsiboka im Zirkus von Maëvatanana mit *Macrocephalites transiens* in Mergelkalken, die von Tönen mit verkiesten Ammoniten wie *Perisphinctes* cf. *Iralairei* überlagert werden — am Fuße der Bemaraha mit *Lissoceras*, *Oppelia Kobelli*, *Lytoceras rex*. Gleichalt sind die sandigen Kalke von Menabe und im Süden der Tsiribihina.

Die Folge Callovien bis Kimmeridge — unten Kalkoolithe, darüber die oberoxfordischen Mergelkalke mit *Aspidoceras* cf. *acanthicum* und *avellanum*, *Lytoceras sutile*, *Rhynchonella moravica* — geht über Tulear hinaus, und scheint sich bis zum Lintaflusse zu verlängern.

Tithon wird auf Madagaskar kaum erwähnt. Doch ist eine ununterbrochene Sedimentation über die Jura-Kreide-Grenze sehr wahrscheinlich.

6. Kreide

Unterkreide. Berrias ist von Maëvatanana als eisenhaltiger Oolith mit *Hoplites Euthymi*, *Holcostephanus Atherstonei* durch COLCANAP bekannt geworden. Neokom scheint nach den Fossilien bei Diego Suarez, Analalava als Mergel, blaue Tone in allen seinen Horizonten, das Apt eingeschlossen, entwickelt. Erwähnt werden: *Holcostephanus* cf. *Astieri*, *madagascariensis*, *Hoplites Deshayesi*, *campylotoxus*, *neocomensis*, sehr viele Belemniten, Schlönbachien. — *Holcostephanus* cf. *Astieri*, *Trigonia longa*, *Exogyra imbricata* in Sandsteinen des Fihirengatales deuten auf der Uitenhage-Formation Südafrikas altersgleiche Schichten. — Im Neokom erkannte LEMOINE fazielle Unterschiede zwischen dem Osten und Westen des Ambre-Massivs, die sich auch in den späteren Horizonten geltend machen.

Mittel- und Oberkreide. Die jüngeren Abteilungen der Kreide dehnen sich vom Norden bis zum Süden der Insel. Es sind wohl alle ihre Horizonte entwickelt, wenn auch die Verfolgung ihrer Verbreitung dadurch erschwert ist, daß deren Vorkommen oft nur von weit getrennten Punkten erwähnt werden. Albien-Cenoman, nur zum Teil gut durch ihre Fossilführung scheidbar, sind z. B. genannt von Diego Suarez, von Analalava, aus dem Süden der Betsiboka, der nördlichen Bemaraha, von Morondava, aus dem Gebiete des Sakondry.

In der Provinz Diego Suarez umfassen blaue Mergel Albien (mit *Schloenbachia inflata*, *Phylloceras Velledae*, *Puzosia planulata*), Cenoman (mit *Douvilléceras Mantelli*), und Turon-Emscher (mit *Hauericeras Rembda*, *Barroisiceras Haberfellneri*). Letzteres zeigt auch eine sandige Fazies. Das Untersenon ist weniger gut erkennbar. Das transgredierende, faziell rasch wechselnde Obersenon (Maastrichtstufe) beginnt mit einem eisenschüssigen, pflanzenführenden Konglomerat, dem weiße und rote Mergel mit Seeigeln (Lampadaster), Inoceramen, Nautilen folgen.

An der Majunga-Bucht ist Albien und Cenoman bisher nicht bekannt, dagegen landein bei Maëvatanana ersteres mit *Douvilléceras mamillare*. Im Turon, einer lagunären Periode entsprechend, wurden bei Maëvarano in Tonen und bunten Sandsteinen Reste großer Dinosaurier gefunden, so *Titanosaurus madagascariensis*, *Megalosaurus crenatissimus*. Eine lagunäre Fazies wurde vom Majunga-Becken schon aus dem Jura bekannt: es war im Mesozoikum mehrfach ein Hochgebiet. Das kalkig-mergelige Senon ist sehr reich an Austern wie *Ostrea Deshayesi*, *santonensis*, *Exogyra canaliculata*, *Gryphaea vesicularis*, Gastropoden und Seeigeln.

In Menabe ist das Turon in toniger Fazies wie im Norden entwickelt. Emscher-Senon enthalten Mergel und Sandsteine, mit Fossilien

des Emscher wie *Barroisiceras Haberfellneri*, *Mortonicerias texanum*, und des Maastricht wie *Turrilites polyplocus*. Diese Sandsteine sind wieder von festen Kalken bedeckt.

Auch aus dem südlichen Madagaskar — so von Morondava, vom Sakondryflusse — sind alle Horizonte der Oberkreide beschrieben. 30 km südlich des Onilahy (an der Menarandroy) fand GEAY in glaukonitischen turonen Sandsteinen *Inoceramus* cf. *labiatus*, *Puzosia* cf. *Denisoniana*. Auch Emscher ist vorhanden (mit *Barr. Haberfellneri*) und Senon. Rote Tone und Kalke in Mahafaly gehören wohl auch ins Turon.

Die mittel- und oberkretazischen Faunen zeigen nach übereinstimmendem Urteile aller Bearbeiter große Verwandtschaft mit denen Indiens.

7. Tertiär

Die ganze Westküste wird von Eozän begleitet. Das untere fehlt allerdings: erst im oberen Lutétien setzte die eozäne Transgression ein. Im Südwesten bei Ampanihy dringt diese eozäne Überflutung sogar bis auf Gneis und diesem eingebrochene Schollen von Perm vor.

Im Norden, der Montagne des Français, folgen über roten fossil-leeren Sandsteinen weiße, kompakte, sehr harte Kalke. Sie enthalten *Nummulites Lucasi*, *biarritzensis*, *Carteri*, *Assilinen*, *Alveolina elliptica*, *subpyrenaica*, *Orthophragmina Archiaci*. Die eozänen Kalke bilden kleine Tafelblöcke. Ausnahmsweise stellen sich weiche Kalke ein, so bei Windsor Castle. Diese lutetischen Kalke sind von Aquitanien bedeckt.

Bei Majunga, auf der Insel Makamby, sedimentierten im Eozän Sande und Kalke ohne Nummuliten, dagegen mit *Magilus* (?) *grandis*, im Becken von Morondava feste Kalke mit muscheligem Bruche, die Alveolinen, Orthophragminen enthalten.

Im Süden des Onilahy (Tulear) bildet das Eozän trockene Plateaus. Ihre Dolinen sind mit roten Tönen gefüllt. Diese Alveolinenkalke führen neben *A. ovoidea* Orthophragminen und *Nummulites atacicus*.

In Mahafaly transgrediert das Eozän über Kreide und wie erwähnt, über Gneisen mit Sandsteinen; dann folgen weit verbreitete Alveolinen- und Cerithienkalke. Der morphologische Charakter dieser Gegenden ist wüstenhaft.

Oligozän. Oligozän ist sicher nur im äußersten Norden durch LEMOINE nachgewiesen. Im Bobaomby gehören so zum Oligozän: Kalke mit Lithothamnien, weiche Kalke mit Lepidocyclinen. Diese Folge liegt transgredierend über Eozän, Senon und Cenoman. Mit ihren Schichten wechsellagern basaltische Tuffe und Ströme. Denn im Aquitanien setzten auf der Nordspitze Madagaskars die vulkanischen Ereignisse ein. Nach R. DOUVILLÉ bezeichnen die Lepidocyclinen zwei Niveaus:

Karbon	?
Perm	Permokarbon In Südmadagaskar: Blocklehm (? glazialer) am Onilahy Sandsteine, kohlige Schiefer; mit Gangamopteris und Glossopteris im Janapera-Becken: a) grobe weiße Sandsteine, Schiefertone mit Kalkbänken (mit ? <i>Syringopora</i>), Kohlschichten; b) obere rote Sandsteine
	Trias terrestres Mesozoikum (+ Lias) In Nordmadagaskar zwischen Loki und Ampasimena: marine untere Trias mit <i>Cordillerites</i> , <i>Hedenstroemia</i> , <i>Meekoceras</i> marine obere Trias mit <i>Cladiscites</i> , <i>Tirolites</i> , <i>Otoceras</i> Bei Malaimbandy Keuperflora 400—800 m mächtige Sandsteine mit Konglomeraten, Arkosen entlang der dépression permo-triasique; Andavakoera, Makay, Isalo
Lias	Tone von Ambodifakarana, Sandsteine von Andrafiarana Auf Nosy Bé und Ampasimena: a) Kalksandsteine mit <i>Dumortieria</i> cf. <i>Dumortieri</i> ; b) dunkle Schiefer, pflanzenführende Schichten; c) schwarze harte Kalke mit <i>Harpoceras</i> cf. <i>serpentinum</i>
	Jura Dogger In der Nordhälfte der Insel: 1. Kalkfazies (Lias-Bath) mit Ammoniten: <i>Sonninia decora</i> . 2. Lagunäre Fazies; mit Dinosauriern des Bath. 3. Kalkfazies im Norden mit Echiniden und Brachiopoden Im Süden: Bath (Sandsteine, Kalke) mit <i>Parkinsonia Parkinsoni</i> , <i>Trig. costata</i> . Callovien als tonige Sandsteine von Maromandia mit Reineckien, als Tone von Analalava mit <i>M. macrocephalus</i> , als Oolith an der Betsiboka mit <i>Cadoceras</i> .
Malm	Oxford im Norden und Süden Oberoxford bei Analalava als blaue Tone mit <i>Aspid. Fontannesi</i> , an der Betsiboka als Mergelkalke und Tone Tithon wahrscheinlich vorhanden
	Unterkreide Berrias: Oolith von Maëvatanana mit <i>Hopl. Euthymi</i> , <i>Holc. Atherstonei</i> Neokom (+ Apt.): Mergel, blaue Tone von Diego Suarez, Analalava mit <i>Holc.</i> cf. <i>Astieri</i> , Hoplitcn, Schlönbachien
Kreide Mittel- und Oberkreide	Region von Diego Suarez: Albien, blaue Mergel mit <i>Phyll. Velledae</i> Cenoman, " " <i>Douv. Mantelli</i> Turon-Emscher, blaue Mergel mit <i>Barr. Haberfellneri</i> Senon (Maastricht), Konglomerate, Mergel mit Seeigeln Majunga-Region: Albien mit <i>Douv. mamillare</i> Turon, Tone und bunte Sandsteine mit Dinosauriern Senon, kalkig-mergelige Schichten mit <i>Exogyra canaliculata</i> In Süd-Madagaskar alle Horizonte der Oberkreide entwickelt An der Ostküste: Senon
Tertiär	Eozän: im Norden Sandsteine, darüber weiße Kalke mit <i>Numm. Lucasi</i> , <i>biarritzensis</i> im Süden (Tulear) Alveolinen- und Nummulitenkalke Oligozän: im äußersten Norden Lithothamnien- und Lepidocyclinenkalke, wechsellagernd mit basaltischen Tuffen und Decken Pliozän: ?
Quartär	Gehobene Korallenkalke und Strandablagerungen. Sandige marine Kalke im Süden Riffe Alluvionen. Torfmoore Wirbeltierfaunen (subfossile Lemuren)

sicher das Aquitanien mit *L. formosa*, und wahrscheinlich das Burdigalium mit *L. Mariae*.

Im äußersten Süden sind die Gneise von Andrahomana bedeckt von aquitanischen (oder eozänen) Sandsteinen und Kalken mit Amphisteginen. Sie bilden den Fuß der Steilküste an den Südkaps der Insel Ste. Marie, Faux Cap —, deren Krönung wieder quartäre Kalke sind.

Marines Pliozän findet sich vielleicht bei Diego Suarez.

8. Quartär

Korallenkalke erbauen bei Diego Suarez Steilmauern an der Küste, die bis 100 m über den Meeresspiegel ansteigen. Diesen gehobenen Riffen als gleichalterig sieht LEMOINE eine Reihe von niedrigen Koralleneilanden an und von Riffen, die in geringer Wassertiefe liegen und von der Westküste durch einen tiefen Kanal getrennt werden.

Junge gehobene Strandablagerungen sah GIRAUD im Süden Madagaskars in Höhen von 50—60 m.

Ebendort dehnen sich weiße und gelbliche, oft sandige Kalke über ein großes Gebiet besonders zwischen dem Manambovo und der Südspitze der Insel. Sie bergen in Fülle Mollusken, die von den rezenten Arten nur ganz wenig abweichen.

In Alluvionen bei Antsirabe wurde eine wichtige Wirbeltierfauna geborgen, so *Aepyornis*, *Hippopotamus*, die große *Testudo Grandidieri*, ferner Knochen großer Lemuren, die bereits ausgestorben sind wie *Megaladapis*, *Palaeopropithecus*, *Archaeolemur*, aber diese gemischt mit Resten solcher Tiere, die heute noch auf Madagaskar leben wie *Centetes caudatus*, *Crocodylus robustus*. Ähnliche Funde sind auch von anderen Örtlichkeiten bekannt.

GRANDIDIER zeigte, daß Knochen von *Aepyornis* Spuren menschlicher Bearbeitung aufweisen, dieser Riesenvogel also noch zusammen mit dem Menschen lebte.

Eine Bohrung bei Antsirabe, die 28 m Alluvionen bis auf den Gneis durchdrang, erwies übrigens dessen Oberkante in dieselben tonigen und kaolinischen Verwitterungsböden übergeführt, wie sie sich gegenwärtig noch an seiner Oberfläche bilden, also die Herrschaft der gleichen klimatischen Bedingungen seit ihrer Bildung.

Torfmoore sind auf Madagaskar sehr zahlreich. Sie fehlen nur über Kalken und den kristallinen Schieferen des Westens. Ihre Pflanzen sind *Sphagnum*, *Cyperus*, Farne, Gräser, an höheren Gewächsen *Raphia*, *Pandanus*, *Tiphonodorum*.

In dem kristallinen Zentralmassiv betten sich Moore fast in alle Vertiefungen, vor allem in Höhen über 1500 m. Meist sind sie von aufgeschütteten Alluvien abgetötet. Die lebenden seltenen Moore halten

sich nur in den bewaldeten Gegenden. Des öfteren sind viele Meter dicke Torflagen trachytischen Aschen oder Basaltströmen zwischengeschaltet, so im Norden von Antsirabe.

Im Osten der Insel sind Moore verbreitet in der Nähe der Lagunen. Es sind hier entweder gewachsene Moore, oder sie entstanden durch am Grunde der Lagunen zusammengeschwemmtes humoses Material.

In den Deltas der großen Flüsse, so der Betsiboka und Ikopa, bilden sich alluviale Torflagen.

b) Grenzen der Formationen. Tektonik

Mit gewissen Ausnahmen ist die Anlagerung der paläozoisch-triassischen Formationen der Westregion an das kristalline Gebiet in ihrem Osten kein normales Aufrufen, sondern ein tektonisches Nebeneinander. Verwerfungen mit bedeutender Sprunghöhe bezeugen letzteres. So überhöhen die Abbrüche des Bongo Lava — mit 800 bis 1000 m zwischen Ankavandra und Malaimbandy — das Sakalavenland. Diese Brüche sind auf großen Strecken geradlinig, wie Bongo Lava zwischen dem Mangoky und Beravina.

Häufig beobachtet man nahe oder weiter entfernt der Grenzverwerfung Sedimente über kristallinen Schiefen und Granit, als Zeugen ihrer früheren größeren Verbreitung gegen Osten. Zwischen der Tsiribihina und dem Mangoky ruhen so viele Sedimentschollen auf dem Gneis bis vier km östlich der Hauptverwerfung. Umgekehrt stoßen im Sedimentgebiet kristalline Schollen aus den permotriassischen Schichten an Brüchen hervor. So zwischen Onilahy und Mangoky viele kristalline Aufbrüche bis 5 km westlich der tektonischen Grenze.

Die Grenze zwischen Trias und Jura wird südlich des Ikopafusses meist durch einen Plateaurand, der nach Osten sieht, hervorgehoben. 100 bis 400 m erhebt er sich zunächst über die permotriassische Ebene als Ankara, Beronono, Ikavo. Sein Fuß besteht aus Sandsteinen jener Formationen, sein Kranz aber aus harten, jene vor der Abtragung schützenden Jurakalken.

Weiter südlich führen diese Plateaus die Namen Bemaraha und Ambalimba, schließlich Tsiandava. In gleicher Richtung vermindert sich die Dicke der schützenden Jurakalkplatte, die bei Malaimbandy durch harte Sandsteine ersetzt wird. Jene bilden dann die Berge von Makay und Isalo, die nicht mehr die Formen einer zusammenhängenden Platte bewahren, sondern in Einzelberge aufgelöst sind, die 400 bis 1200 m die Triasdepression überhöhen.

Zwischen der Ampasindava-Bucht und dem Kap St. André bildet an der Grenze von Jura zu Kreide der weiche Mitteljura eine breite, niedrige Zone von Ebenen. Sie wird begrenzt gegen das Meer durch

ein einheitliches Plateau von 100—300 m Höhe, dessen Basis kreidige Kalke, dessen Decke härtere unterkreidische Sandsteine sind. Es trägt, wiederum gen Osten abfallend, die Namen Manasamody, Bongolava, Anja und andere. Sein Ostrand scheint nach den Ganggesteinen in seiner Nähe zum Teil tektonisch zu sein. Bis zur Linta hält sich derselbe Charakter. Zwischen Manambao und Tsiribihina ist der Höhenunterschied zwischen Plateau und Juraebene höchstens 100 m. Im Süden des letzteren Flusses gewinnt das Plateau an Bedeutung, und einzelne seiner Gipfel an Ilona und Sakondry überragen die Juraebene um mehr als 800 m. Es heißt hier Anjiafotsy, Bevonny, am Mangoky Vohimena, gegen den Onilahy Andrambo. Dieser Plateauzug wird durch Brüche begrenzt. Gehäufte Eruptivgänge verraten dies an zahlreichen Stellen.

Schließlich überragt das Tertiärplateau Mahafaly im Südwesten der Insel um 80 m die gneisige Fastebene von Androy. Hier allein stehen die kristallinen Gesteine des Inneren in geringerer Höhenlage als die Sedimente der Westregion. — —

Die Tektonik der Westregion ist einfach. Die Schichten liegen fast horizontal, oder sind leise gegen die Mozambiquestraße geneigt.

Jedoch sind Brüche, die verschieden alte Sedimente nebeneinander setzen, zahlreich. Nicht selten sind sie denen parallel, die das Zentralmassiv begrenzen. Daneben stellen sich Querverwerfungen ein.

Einige wichtige Dislokationslinien seien hervorgehoben:

Die tektonischen Leitlinien, die das kristalline Reich der Insel von der zerstückelten Westregion trennen, lassen sich nach GIRAUD über den ganzen Westen verfolgen. Eine dieser Linien, oft mauergleich heraustretend und durch ihre Geradlinigkeit ausgezeichnet, ist über mehr als 500 km festzustellen: sie setzt bei Ranohira ein, verläuft östlich des Zusammenflusses von Mangoky und Zomandao, dann über Miandrivazo und Ankavandra nach Beravina-en-Terre. Sie verlängert sich, nun aber gegen NO in somalische Richtung umschwenkend, gegen Maëvatanana, hier triasische Sandsteine gegen Gneis setzend.

Der Bemaraha-Bruch begrenzt im Westen die hohen Kalkplateaus von Bemaraha aus mittlerem Jura und setzt neben ihren Fuß den tonigen Oberjura. Der Kamory-Bruch bei Maëvatanana bringt das Bajocien-Bathonien neben Oberoxford, während das Callovien schwer kenntlich wurde: es soll teilweise einer Faltenverwerfung entsprechen. Diese Brüche haben einen leicht bogenförmigen Verlauf.

Auf tektonische Einwirkungen wird das starke Vordringen des Lias in der Nosy Bé-Region zurückgeführt, dort, wo man statt seiner Kreide oder Tertiär erwarten mußte. BOULE möchte dies Vortreten des Lias mit den Untiefen der Komorenschwelle baulich verbinden. Auch für die Heraushebung des kristallinen Ambongomassivs aus dem umgebenden Sedimentmantel wurden NW verlaufende tektonische Linien

verantwortlich gemacht. Doch ist es schon lange in der Paläogeographie Madagaskars als Insel erkennbar.

Ein Teil der Verwürfe in der Westregion Madagaskars mag prä-eozän sein. So beobachtete GIRAUD, daß bei Ampanihy alte Sandsteine in den Gneis eingebrochen sind. Über der eingeebneten Oberfläche beider aber liegen fast horizontal eisenschüssige Sandsteine, die als eozän gelten. Die überwiegende Mehrheit ihrer Dislokationen ist aber jünger. Ihre Anordnung verrät den gleichen tektonischen Grundbau, der Ostafrika beherrscht.

III. Vulkanismus

Die vulkanischen Erscheinungen auf Madagaskar verteilen sich über die Region sedimentärer und kristalliner Gesteine. Gern siedeln sie sich in Nähe der Grenze beider Regionen an, gebunden an deren tektonische Linien. Solchen folgen sie wohl auch entlang der Ostküste. Im Innern der Insel erheben sich die großen vulkanischen Bauten Ankaratra, Itasy und Androy.

Aus der reichen Fülle der vulkanischen Gebiete mögen nur die folgenden erwähnt werden, und zwar zunächst die des Zentralmassivs.

a) Vulkanismus des Zentralmassivs

Im Norden der Insel steht über Gneisen ihr höchster Gipfel, der Tsaratanana (2868 m), geschmückt mit einem Dome aus phonolithischem Trachyt.

Über den Hochflächen der Imerina stehen Ankaratra und Itasy.

Fast in der Mitte Madagaskars als wichtiges hydrographisches Zentrum gelegen, dehnt sich das 4000 qkm bedeckende Massiv von Ankaratra mit seinen hohen Gipfeln zwischen Tananarive und Antsirabe, 100 km lang in meridionaler Richtung und 50 km breit. In langen Zungen streckt sich Ankaratra auf sein kristallines Vorland hinaus, durch die tiefen Täler des Ampitambe und Ilianakitay beinahe in zwei Teilmassive geschieden. Ost- und Westflanke sind von tiefen, sehr breiten Tälern aufgeschlossen, die mit steilen Abbrüchen oder im Grunde großer Zirken beginnen.

Der Beginn der Tätigkeit liegt im Tertiär; sie endete erst gegen Schluß des Diluviums. Im Innern des Massivs erlosch sie schon längst. An seinem Nordrande aber stehen noch mehr oder weniger entmantelte Krater, und am Südrande, so bei Antsirabe, erheben sich rezente Vulkane. Thermalquellen sind zahlreich.

Basaltströme gründeten das feste, durch Auswurfsmassen verhüllte Gerüst des Ankaratra. Ihnen verdankt es seine weichen Abhänge, seine

großen Plateaus, wie Laona, seinen Etagenbau. Entlang den Talwänden sind als älteste Vulkanite zahlreiche, säulig abgesonderte Basaltdecken aufgeschlossen. Jüngere Ströme hängen über die Talflanken hinab; die jüngsten aber flossen weit die Täler abwärts.

LACROIX unterscheidet zwei Lavagruppen: die eine, vorherrschende, besteht aus basaltoiden, die andere aus trachytischen Laven. Die erstere teilt sich in zwei Reihen:

in Labradorite und Basalte mit verschiedenen mineralogischen und strukturellen Abarten, meist kompakte, seltener blasige Gesteine, und

in Olivinfelse ohne Feldspat, meist mit Nephelin, manchmal mit Melilith („Ankaratrite“).

Komplexer sind die Laven der zweiten Gruppe: sie birgt Rhyolithe, Kalkalkalitrachyte, Quarzriebeckittrachyte, phonolithische Trachyte.

Über die zeitliche Folge der Lavaausbrüche ist nur wenig bekannt. Am Tsiafakafo wechseln an der Basis dicke Basaltströme und Tuffe. Bedeckt werden sie von einer großen Decke phonolithischer Trachyte, über die sich wieder die Ankaratrite ausbreiten.

Für die räumliche Verbreitung der Gesteine gilt folgendes: Die enormen, leichtflüssigen Basaltergüsse bedecken den ganzen Umkreis des Ankaratra und dringen noch über diesen vor. Ihre Ausflußlinie mag NNO gerichtet sein; Kanäle sind jedoch kaum bekannt. Nach dieser paroxysmalen, rein basaltischen Phase schränkten sich die Eruptionszentren ein. Die Magmen differenzierten sich. So finden sich Rhyolithe bei Farahitso. Phonolithische Trachyte ergossen sich besonders im SW gegen Antsirabe. Die Quarzriebeckittrachyte kommen ebenda vor. Phonolithische Trachyte stehen als Dome sehr zahlreich im Süden des Ampitambe. Die jungen Ankaratrite aber sind in allen Richtungen von den Hauptgipfeln der Zentralkette herabgestiegen, ebenso fächerförmig nach Norden vorgestoßen. —

Das Itasy-Massiv liegt im NW von Ankaratra und am Westufer des gleichnamigen Sees. Seine Länge beträgt 30. seine Breite 12 km. Die Vulkanbauten, entweder Kraterkegel oder Dome, erheben sich zwischen gleichhohen Gneis- und Granitbergen. Alle möglichen Formen von Schlackenkegeln sind in Itasy vertreten; sie sind gebildet aus basanitischen und limburgitischen Laven.

Die Dome scharen sich in der NO-Hälfte des Massivs zusammen und sind gereiht zu zwei Zügen. Der eine verläuft NNO; seine Bauten sind stark zerstört. Der zweite wichtigere enthält Dome, die auf parallelen NS-Brüchen stehen, so Angavo, Kitia, Sakadimy. Alle diese bestehen aus Alkalitrachyten. Sie enthalten keinerlei Auswurfsprodukte. Ihre Abhänge sind sehr steil, wenn nicht senkrecht.

Die Trachytdome sind im allgemeinen älter als die Basaltkrater. Doch sind wieder einzelne Basalte früher emporgedrungen als jene Trachyte.

Trümmer des kristallinen Untergrundes sind in den Auswurfsmassen sehr reichlich vertreten. Auch in den Laven können sie als kleine, zum Teil resorbierte Einschlüsse stark vorherrschen. Quarzsplitter sind ihnen manchmal so reichlich eingestreut, daß sie Einsprenglinge vortäuschen.

Zwischen Ankidona und dem Kitia am Westufer des Itasy-Sees möchte LACROIX moränenartige Bildungen aus einer Eiszeit erkennen. —



Fig. 96. Die vulkanischen Massife von Ankaratra und Itasy.
(Umgezeichnet nach LACROIX.)

Weit im Süden der Insel liegt der Antandroy-Vulkan.

Er galt nach der Schilderung GAUTIER'S als einer der größten Vulkane der Erde. Was aber so genannt wurde, ist Werk der Erosion, die eine weite Region horizontaler Lavadecken in einzelne plateauartige Stücke zerlegt hat.

Zu beiden Seiten des Mandrare zieht sich Antandroy in 90 km Länge, in 60 km Breite hin. Es steht auf kristallinem, in den Tälern angeschnittenem Sockel.

Zwei Lavareihen scheiden sich ab: Dunkle Gesteine von basaltischer Fazies wie Labradorite, Basalte, Diabase meist ohne Olivin, und

helle mit sehr verbreiteten Rhyolithen und Delléeniten, Mikrograniten und -monzoniten.

Die dunklen Gesteine ruhen den Gneisen auf und tragen die hellen, die Plateaus bilden. Letztere scheinen eine größere Ausdehnung besessen zu haben als die basaltischen: denn sie greifen an der Peripherie des Massivs auf die Gneise über. Der Ivohitsombe-Berg ist rhyolithisch, nicht basaltisch, wie in der Literatur angegeben.

Die Eruptionen haben begonnen im (Eozän oder) Aquitanien. Alttertiäre marine Kalke werden von den Laven durchbrochen und überdeckt. Kein einziger Vulkan ist mehr erhalten. Die Erosion hat sehr kräftig an der Zerstörung des Massivs gearbeitet.

b) Vulkanismus der Westregion

Unter den Vulkangebieten der sedimentären Region seien genannt:

Die Nordspitze Madagaskars, die Region von Bobaomby, ist überwiegend vulkanisch. Basaltdecken mit ihrer tuffigen Unterlage sind in Tafeln und isolierte Berge zerschnitten. Die liegenden Tuffe wechselagern mit aquitanischen oder vielleicht burdigalischen Lepidocyclinenkalken. Basaltgänge durchschlagen übrigens auch Kreide und Eozän im Massiv von Windsor Castle, das die vulkanische Brücke zum südlicheren Ambre-Massiv schlägt.

Das von dichtem Waldkleid überzogene, rundlich umrissene Ambre-Massiv mißt im Durchmesser etwa 50 km. Es besteht aus einem Wechsel von Tuffen und Lavaströmen. Nach den zahlreichen Einschlüssen von Zirkon und Korund in den Auswurfsmassen dürfte der kristalline Untergrund nur in geringer Tiefe anstehen.

Die herrschenden Gesteine von den ältesten bis zu den jüngsten Ausbrüchen sind basisch: Feldspatbasalte, manchmal ophitisch struiert, ausnahmsweise basanitisch. Zu den ältesten Gesteinen gehört eine helle Serie, die Alkalitrachyte, Sölvbergit-ähnliche Typen, Rhyolith enthält.

Der Beginn der Tätigkeit im Ambre ist unsicher. Ein großer Teil der gefördertten Massen dürfte wie in Bobaomby aquitanisch sein. Jedenfalls durchdringen Basaltgänge in der Montagne des Français am Nordostrand des Massivs Kreide und Eozän. Es könnte jedoch nach gewissen Anzeichen auch eine vorsenone Tätigkeitsphase in Betracht kommen. Der Vulkanismus ist erst in allerjüngster Zeit erloschen.

Auf dem basaltischen Grundgerüst stehen jugendfrische Vulkane. Einzelne von ihnen sind angereiht in NNW-Richtung, wie die Krater Géraud, Mahery, Janson. Gleiche Richtung zeigen außerhalb des Ambre-Waldes an seinem Südrande die Krater Antanavo, Ramahatra und Landais, in seinem SW die Krater Puy Joffre, Puy Noir. Viele dieser Krater bergen schöne Seen.

Diese magmatische Provinz erstreckt sich über das Sedimentärland der Halbinsel Ampasimena. Doch treten noch einzelne Ausläufer über diese hinaus dazu. Selbst im Zentralmassiv finden sich noch solche.

Die Gesteine dieser Alkaliprovinz durchdringen und verändern meist in Gangform oder als kleine Massive Lias, in ihrem SW auch mittleren Jura. Mehr läßt sich über ihr Alter nicht sagen. Im ganzen macht es den Eindruck, daß die Gesteine unter einer nur dünnen Sedimentdecke erstarrten. Neben den herrschenden körnigen Texturen stellen sich oft diabasische ein. Mikrosyenitische Typen sind nicht selten. Man könnte überlegen, ob nicht die Unzahl dünner Gänge der Provinz die Wurzeln eines gewaltigen, oberflächlich völlig zerstörten Vulkanmassivs sind. Ergußgesteine fehlen nicht ganz.

LACROIX teilte die Ampasindava-Provinz in eine Reihe von Unterregionen ein, in denen bestimmte Gesteine charakteristisch sind:

a) Gebiet der Syenite und Granite. In ihm besteht das Deux-Soeurs-Massiv aus Granit, Syenit, Monzonit, Nephelinsyenit, Berondrit, Fasinit, Phonolith, Labradorit, porphyrischem Mikroklinbiotitgranit und anderen mehr. An der Westküste der Ampasindava-Bucht bei Ampasibilitika bieten sich sehr bemerkenswerte Kontakterscheinungen. Vertikale Felswände zeigen dort Wechsellagen von metamorphosierte kalkigen Sandsteinen und Kalken. Diese sind durchdrungen von vielverzweigten Gängen von Ägirin-Riebeckit-Granit und von Fasibitikiten. Außerdem sind die Kalke durchadert von grobkörnigen Trümerchen aus Kalkgranaten und Wollastonit.

Andere ähnliche Massive sind das 15 km lange von Maromiandra, das 25 km lange, NW gestreckte von Antsatrotro, 1500 m hoch werdend; in diesem kommen auch Nordmarkite und Pulaskite vor.

b) Gebiet der Nephelinsyenite. Die Insel Nosy Komba ist erwähnenswert wegen ihrer Nephelingesteine, wie nephelinführender Syenite und Monzonite, Berondrite. Alle enthalten Hornblende. In den Syeniten liegen oft basische Einschlüsse; sie erlitten endomorphe Umwandlungen durch Verdauung essexitischer Brocken. Unzählige Gänge durchziehen die vorgenannten Eruptiva wie die Sedimente, besonders Tinguaita. Doch fehlen alle basischen Gänge.

Pointe d'Ankifi ist wie Nosy Komba zusammengesetzt, doch treten die metamorphen Sedimente stärker hervor.

Im Westen von Ankaramy erhebt sich das Massiv von Bekotapo, in seiner südwestlichen Verlängerung das von Ankitsika.

Das bedeutsamste aber ist das von Bezavona im WNW von Ankaramy, mit seinen Eruptiven ein Trapez von 4 km im Quadrat bildend und auf 700 m ansteigend. Die Sedimente ringsum sind liasische Kalke und Sandsteine, die tief durch folgende Gesteinsgruppen umgewandelt wurden: durch Laurvikite, Nordmarkite, Nephelinsyenite, die getrennt

Gesteinsanalysen der Ampasindava-Provinz. (Nach LACROIX)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
SiO ₂	71,80	72,00	64,82	55,28	58,61	48,45	46,40	45,40	43,27
Al ₂ O ₃	14,03	10,40	15,56	17,17	21,80	22,08	20,01	18,40	7,54
Fe ₂ O ₃	1,04	4,75	4,57	3,53	1,76	1,90	4,07	0,77	2,22
FeO	1,06	2,30	0,83	5,27	1,77	3,37	4,95	6,70	6,18
MgO	0,43	0,78	0,14	1,65	0,62	1,68	2,75	7,45	17,65
CaO	0,90	0,52	0,68	5,52	0,30	7,23	8,44	13,20	13,72
Na ₂ O	3,36	4,71	5,39	4,99	9,45	8,30	6,29	2,31	1,26
K ₂ O	5,69	3,80	5,76	2,31	5,21	3,87	2,71	1,25	1,14
TiO ₂	0,29	0,25	0,96	1,92	—	0,90	2,57	2,82	1,25
P ₂ O ₅	0,26	—	0,11	0,31	—	0,52	0,26	0,17	0,38
H ₂ O +	1,04	0,75	0,71	1,05	0,75	2,25	1,25	1,00	0,38
H ₂ O —	0,26		0,38	0,24					0,22
	100,16	100,61 ¹⁾	100,20 ²⁾	100,12 ³⁾	100,27	100,55	99,70	99,47	99,53 ⁴⁾

I. Rhyolith, Insel Sakatia.

II. Granit (mit Riebeckit und Ägirin), Ampasibitika.

III. Trachyt, Ampireny.

IV. Laurvikit, Bezavona.

V. Nephelinsyenit (mit Ägirin), Nosy Komba.

VI. Nephelinmonzonit, Berondra.

VII. Essexit, Berondra.

VIII. Hornblendegabbro, Nosy Komba.

IX. Ankaramit, Nord-Ankaramy.

in kleineren Gebieten voreinander überwiegen. Ihr Altersverhältnis ist unsicher. Letztere bilden kleine Massive, dicke Gänge, dünne Adern. Sie sind im Gegensatz zu den Laurvikiten reich an Einschlüssen und werden durchzogen von einem großen komplizierten Schwarme von Gangadern, so Bostoniten, Apliten, nephelinhaltigen Mikrosyeniten, Tinguaiten mit Gläsern, Leuzitphonolithen, Monchiquiten, Camptoniten.

c) Gebiet der basischen Alkaligesteine. Von den Ufern des Jangoa bis Ankaramy verläuft auf 45 km Länge eine Kette von Lias-sandsteinen. Sie ist erfüllt von Gängen und Adern von basischen Gesteinen, Berondriten, Essexiten, Nephelinmonzoniten, Monchiquiten, Camptoniten. Im Bette des Bekinkiny stehen die analcimreichen Bekinkinite an.

Außerdem finden sich Ergußgesteine, so mit den Syeniten verknüpfte Trachyte, ferner Rhyolithe, die in Pechsteine übergehen, und

¹⁾ + ZrO₂ = 0,39.²⁾ + MnO = 0,29.³⁾ + Cl = 0,19, CO₂ = 0,69.⁴⁾ + CO₂ = 4,32.

Basalte. Von Ankaramy wurden die an sehr großen porphyrischen grünen Augiten und Olivin reichen basaltischen Ankaramite beschrieben.

Die petrographische Eigenart der Ampasindava-Provinz ist gekennzeichnet dadurch, daß sie außerordentlich verschiedenartige Gesteine umschließt, im allgemeinen von alkalischem Charakter, in denen bei gewissen Ausnahmen Natron über Kali vorherrscht. Der Gehalt an Kieselsäure schwankt innerhalb weiter Grenzen zwischen 73 und 39,7 %.

Betrachtet man die räumliche Anordnung der einzelnen Massive der Ampasindava-Provinz, so fällt als vorherrschende Achse ihrer Hauptintrusionen eine nordwestliche, also in erythreischer Richtung stehende, auf. Sie wird von mehreren kürzeren in somalischer Richtung gekreuzt.

Von den übrigen vulkanischen Landschaften des Westens und Südwestens Madagaskars — von den zahlreichen verstreuten Vorkommen ganz zu schweigen — sollen nur noch wenige erwähnt werden:

Zwischen der Betsiboka und Andranomavo dehnt sich das weite Ampasimena-Plateau aus mächtigen Basaltströmen, die tief lateritisiert sind. In diesen Strömen trifft man alle Texturvarietäten zwischen glasiger Ausbildung an ihren Rändern und grobkristalliner doleritischer in ihrer Mitte. Mandelbildung ist häufig. Imprägnation mit gediegenem Kupfer wurde beobachtet.

Zwischen Andranomavo und Ranobe umschließen die Schichten, die das kristalline Ambongo-Massiv nach außen umkleiden, wie dieses selbst, viele vulkanische Vorkommen, unter ihnen die Massive von Fonjay und Ambohitrosy.

Inmitten der Sandsteine und Sande der Trias und des Infralias zwischen Ankavandra, Beravina-en-Terre und Morafenobe sind Lagergänge und Necks von Diabas, Andesit, Labradorit außerordentlich zahlreich. Sie setzen sich fort bis zu dem wichtigen Massiv von Fonjay. Dies bildet einen mächtigen Lakkolithen von Gabbro, der bis zur Höhe von 500 m noch von Trias bedeckt ist.

Das Fonjay-Massiv besteht zumeist aus verschiedenen Gabbros: Glimmergabbro im Osten, durchsetzt von Gängen von ophitischem und augitischem Labradorit, Glimmer-Olivin-Gabbro und Alkaligranit — basischen Gabbros im Zentrum — Troctolithen im Süden, die allmählich in leukokrate Gabbros übergehen. Von der Hauptmasse strahlen Augitandesite gegen Norden, gegen NW aber Diabase aus, die in Augitandesite sich umwandeln. Im Triasdache des Lakkolithen beobachtet man im Osten Gänge von Basalt und Andesit, und besonders zahlreich intrusive Massen von Mikrograniten und Mikropegmatiten.

Das Massiv von Ambohitrosy, das 80 qkm bedeckt, ist fast ausschließlich von Alkaligraniten aufgebaut, die denen des Nordwestens der Insel gleichen. Im Süden und Osten liegen noch mehrere Gabbrolakkolithe.

Das Alter dieser Massive ist nicht ganz sicher. Die Gesteine von Ambohitrosy durchschlugen oberliasische Kalke. Sie sind wohl gleichaltrig den Ampasindava-Gesteinen. Die Gabbros von Fonjay durchdringen Trias und Infralias. — —

Die Küstengebiete zwischen den Flüssen Manambolo und Mangoky sind verhältnismäßig arm an vulkanischen Gesteinen. Südlich des letzteren Flusses nehmen sie wieder an Verbreitung zu. Bei Tongombory am Onilahy sind Basaltströme von senonen Kalken überdeckt, deren Basiskonglomerate Gerölle aus Basalt führen.

c) Vulkanismus des Ostens

Auch die Ostregion Madagaskars ist reichlich mit vulkanischen Gesteinen verziert. Ihr Aufdringen steht wenigstens zu einem Teile in Verbindung mit dem langen Abbruche der Ostküste.

Die ihr anliegenden kristallinen Gebiete werden durchzogen von einer unübersehbaren Fülle diabasischer Gesteine. Diese zerfallen in zwei Gruppen. Das Aufdringen der einen geschah vor der großen jungen Bruchphase in der Ostregion. Diese Diabase sind uralitisiert, mechanisch deformiert, in Amphibolitschiefer umgewandelt. Die zweite Gruppe dagegen ist viel frischer. Ihre Diabase, Labradorite sind jünger als jene tektonischen Ereignisse. Sie gleichen sehr den Vulkaniten des Küstensaumes selbst. BARON erklärte diese gewaltigen Lavaanhäufungen wegen des Fehlens aller Vulkane als durch Spalteneruptionen entstanden. Doch wurde das Land so stark abgetragen, daß, wie LACROIX annimmt, die sie fördernden Vulkane kaum mehr erhalten blieben. Der größte Teil der Laven dieser zweiten Gruppe ist wohl nicht ganz jung, vielleicht kretazisch. Doch steht das Alter bei dem Fehlen aller Sedimente nicht fest.

Für die wechselvolle vulkanische Ausstattung des Küstensaumes selbst mögen folgende Angaben genügen:

An der NO-Küste werden ziemlich verwitterte Basaltströme von Rhyolithen eingedeckt. Weiter südwärts folgt die „Region der diabasischen Gänge“. Zwischen Fenerive und dem Alaotra-See, an der Bahn von Tamatave nach Tananarive sind solche außerordentlich zahlreich. Auch für die Küstengegend zwischen Andovoranto und Mahanoro gilt das gleiche. Hier stellen sich jedoch auch sehr frische Laven (Ankaratrite) ein. Bei Vatomandry entwickelt sich eine NO gerichtete vulkanische Kette aus prismatisch abgesonderten Basalten. Bei Fanivelona liegt Senon auf Diabasen; vielleicht sind diese also älter als das Senon. Am Mananjoro sammelte GEAY Dazite. Proben dieser Dazite scheinen Einschlüsse dieses Senons zu enthalten. Die Dazite wären also jünger als

die Diabase. Zwischen Vohipeno und Vangaindrano entwickelt sich, 5 km von der Küste entfernt, eine jungvulkanische Kette von 5 bis 15 km Breite; sie enthält meist Basalte¹⁾.

d) Tätigkeitsphasen und geographische Verbreitung

Im Vulkanismus Madagaskars lassen sich mehrere Tätigkeitsperioden unterscheiden:

In der Provinz von Ampasindava metamorphosieren die mannigfaltigen Intrusionen oberen Lias und mittleren Jura. Die obere Altersgrenze ihres Aufsteigens ist unsicher. Wir möchten sie aber für höchstens jungkretazisch, meist alttertiär halten. Die auf Nosy Karakajoro über Aquitanien liegenden Trachyte deuten auf noch jüngerer Alter.

Zwischen Sofia und Betsiboka sind Basaltströme dem Senon eingeschaltet. Zwischen dieser und dem Onilahy, so bei Tongombory, ruhen basaltische und rhyolithische Ströme auf verschiedenen Horizonten der Kreide und werden von Senon bedeckt. Dessen Basiskonglomerate führen Basaltgerölle.

In der Region Bobaomby schalten sich Basalttuffe und -ströme dem marinen Aquitanien ein. Die zugehörigen Vulkanaufbauten sind bereits fast gänzlich verschwunden.

Obwohl kein Vulkan auf Madagaskar mehr tätig ist, sind eine Fülle von Zeugnissen für sehr junge Eruptionen in fast unverwitterten Laven, wohl erhaltenen Kratern, in durch junge Täler abgeflössenen Magmaströmen erhalten. Etwas älter wieder sind die Eruptionen, in deren Aschen die subfossile Lemurenfauna gefunden wurde.

Die geographische Verbreitung der jungen Vulkanite über Madagaskar zeigt ihre Zusammenballung in der Westregion, wo sie in allen denkbaren Erscheinungsformen auftreten und eine starke magmatische Differenzierung zeigen. In der kristallinen Zentralzone sind einzelne ausgedehnte Vulkanmassive zuhause, wie Antandroy, Ankaratra, die in einer NNO-Linie geordnet erscheinen. Die Ostküste ist entschieden ärmer an vulkanischen Ereignissen als die Westregion. Bei der letzteren ist wieder ihr nördlicher Abschnitt über Kap St. André bis zur Mündung des Manambolo vor dem südlichen bevorzugt. Im ganzen aber stößt ihre reiche vulkanische Verzierung scharf ab gegen die sehr viel ärmere Ausstattung mit solchen an der gegenüberliegenden Festlandsküste.

¹⁾ An der Ostküste liegen zahlreiche dazitische Bimssteine vom Ausbruche des Krakatau (26. August 1883). Sie gelangten nach Réunion am 21. März 1884, im September an die madagasische Küste, dann nach den Komoren.

IV. Geologische Geschichte Madagaskars

Die ältesten Gesteinskomplexe Madagaskars erfuhren die afrikanische Faltung. Es lassen sich in ihr, wie auf dem benachbarten Festlande, mehrere Phasen erkennen.

Während des Paläozoikums war Madagaskar Teil des Gondwanalandes. Im Perm erlitt es eine, allerdings angezweifelte, Vergletscherung. Die Gangampoteris-Glossopteris-Flora der Südkontinente, jüngere Triasflora wuchsen auf ihm.

Seit Beginn des Mesozoikums lassen sich erhebliche Veränderungen in der Geographie der, sich über dem heutigen westlichen Indik dehrenden Gondwana erkennen. Das Gondwanaland zerfällt in Brocken, von denen einzelne unter den Meeresspiegel sinken. Madagaskar läßt man fernerhin dem neu entstehenden indo-madagasischen Kontinente angehören.

Schon in der Untertrias bespült das äthiopisch-indische Meer den Norden Madagaskars. Die Meekozeratenschichten bekräftigen sein buchtartiges Vordringen bis dorthin und das Einwandern der himalajischen Fauna. Ein, allerdings noch unsicheres Zeichen deutet auch darauf, daß der antarktische permische Ozean nach Norden bis zur äußersten Südwestküste Madagaskars sich ausgebreitet hatte. Der Kanal von Mozambique war in der Trias wohl noch nicht vorhanden.

Die Mozambiquestraße bestand jedoch während des übrigen Mesozoikums und Alttertiärs. HAUG sieht in ihr eine Geosynklinale; DACQUÉ suchte diese Ansicht zu stützen.

Das madagasische Land war damals noch keine, ringsum durch tiefe Meere isolierte Insel. Nach der meisten Autoren Ansicht — es seien HAUG, DOUVILLÉ, LEMOINE, KOSSMAT genannt — gleicht die Fauna des Jura der Westregion Madagaskars durchaus derjenigen des Jura im nordwestlichen Indien, nähert sich die oberkretazische Fauna Westmadagaskars viel mehr der mediterranen als der südindischen, während im Gegensatz dazu die marine Tierwelt der Ostregion der Insel sich an diejenige von der Ostküste Indiens anschließt. Diese faunistischen Fäden finden ihre Erklärung darin, daß vom Lias bis zur Oberkreide eine Landschwelle oder eine Inselreihe Madagaskar und Indien verknüpfte, die ein afrikanisches Wasserbecken in ihrem Westen von einem indisch-australischen je mit abweichender Fauna schied.

Die Meeresstraße zwischen afrikanischem Kontinent und Madagaskar, an deren Bestehen bereits während des unteren Jura kein Zweifel obwaltet, besaß nicht die Charaktere einer Geosynklinale. Was als Absätze einer solchen gelten, sind Sedimente eines epikontinentalen Meeres, das auf dem über Madagaskar ostwärts hinausgreifenden indomadagasischen Festlande in breitem Bande stand, ganz ähnlich, wie in Jura- und

Kreidezeit über der Somalihalbinsel, wie zwischen Jemen und der Sokotra-Masse. Dies epikontinentale Meer sah infolge epirogenetischer Bewegungen mehrfache Schwankungen seiner Tiefe und Ausdehnung, breitete sich bald freier, bald behinderter nach Norden und Süden. Ja zeitweilig stellte sich wieder eine Landverbindung zwischen seinem afrikanischen und madagasischen Ufer her. Frei aber flutete es südwärts im Mittelmalm: zeigt doch die Kimmeridge-Fauna Deutschostafrikas südamerikanische Faunenelemente, die nur aus dieser Richtung einwandern konnten. Die Ausstriche der langen jurasisch-kretazischen Sedimentbänder, die die Westregion Madagaskars durchziehen, sind nach ihrer Fazies nicht die Ufersäume dieses Meeres, sondern stark rückverlegte Erosionsränder. Vielleicht überkleideten die marinen mesozoischen Sedimentdecken noch weithinein die kristalline Zentralzone, von der nur einzelne höhere Teile als trockenes Land hervorragen mochten, ähnlich wie die beiden „Ambongo-Inseln“.

Im obersten Senon erreichte der Indik die Ostregion Madagaskars: es ist eine Insel in jenem. Ihr Sockel dürfte sich in dieses Meer wohl als breiter Schelf vorgebaut haben. Jedenfalls ist der Steilabsturz Madagaskars zur Tiefflur des Indik eine sehr jugendliche, wohl erst jungtertiäre oder quartäre Erscheinung.

Während im Eozän noch die ganze Westregion vom Meere bespült war — transgrediert doch das mittlere Eozän sogar über kristallinen Untergrund — muß eine Verkittung der Insel mit dem Festlande während des Oligozäns und Miozäns angenommen werden, Landvergrößerungen, deren unverkennbare Analoga z. B. in Abessomalien, im Mittelmeergebiet vorliegen¹⁾.

Tiergeographische Betrachtungen führen zu diesem Schlusse:

Die lebenden wie die subfossilen, zum Teil riesigen Lemuriden Madagaskars lassen sich nur von den Lemuren des europäischen Eozäns ableiten. Die Vorfahren der quartären madagasischen Lemuren werden über diese mitteltertiäre Landbrücke eingewandert sein. Während sie aber in ihren übrigen Verbreitungsgebieten ausstarben, erhielten sich diese Charaktertiere Madagaskars auf ihrem, an der Wende Tertiär-Quartär zu einem solchen umgewandelten Inselasyl. Die lebende Gattung *Cryptoprocta* ist wohl der Nachkomme eines europäischen miozänen Carnivoren, der ebenfalls auf dieser Straße einwanderte. Als Verwandte des lebenden, auf Madagaskar beschränkten *Centetes* kommen nur gewisse Insektivoren der nordamerikanischen oligozänen White River-Schichten in Betracht, mit dem sie geographisch durch die nahe ver-

¹⁾ Das Mittelmeer war damals ein abgeschlossenes Becken. Kein Ausgang führte in den Atlantik. GENTIL wies zwar nach, daß kein Meereskanal durch Marokko beide verband, sucht ihn aber an anderer Stelle. Die Verbindung war vielmehr ganz unterbrochen.



Fig. 98. Geologische Karte von Madagaskar. (Umgezeichnet nach LEMOINE.)

- 1 = Gneise, Granite, 2 = Kristalline Schiefer, 3 = Perm, Trias, Lias,
 4 = Jura, 5 = Kreide, 6 = Alttertiär, Aq = Aquitanien, 7 = Quartär,
 Korallenriffe, Schwarz = Basalte, Phonolithe, S = Alkalisyenite.

wandte westafrikanische Gattung *Potamogale* und den auf Cuba lebenden *Solenodon* verbunden sind.

Diese Einwanderstraße der genannten madagasischen Säuger wurde im Pliozän wieder unterbunden. Das pliozäne Meer drang in zunächst nur schmalem Kanale wieder in die alte Mozambiquestraße ein.

Jedoch bestand im Pliozän-Diluvium noch eine gewisse Verkehrsmöglichkeit nach dem Festlande hinüber, vielleicht in der Richtung der Komoren-Schwelle. Schwimmend gelangten durch ihre Untiefen und Sumpfstrecken die beiden Wassersäuger *Hippopotamus* und *Phacochoerus* nach Madagaskar. Nicht aber war es mehr den ostafrikanischen pliozänquartären Landtieren möglich, diese für sie ungangbare Schranke zu überwinden: sie fehlen deshalb auf der Insel. Das Bestehen einer Komorenbrücke an der Wende Tertiär-Quartär ist wahrscheinlich gemacht auch dadurch, daß sich im Diluvium das ostafrikanische Küstenland sicher weiter nach Ost ausdehnt, so bis jenseits der ihm vorgelagerten Inseln Sansibar und Mafia. Zwischen die Komoreninseln und das Festland mag so eine nur wenig weite und für Schwimmer wohl passierbare Meerenge eingeschaltet gewesen sein.

Erst im obersten Tertiär oder im Quartär wurde die Mozambiquestraße durch starke Abbrüche und Absenkungen an ihren beiden Ufern zur gegenwärtigen, in sich noch erheblich reliefierten Tiefenrinne, gleichzeitig mit den randlichen Beschneidungen, die die kontinentale Küste selbst auf weiten Strecken erfuhr.

Für die jüngere Tektonik Madagaskars mag noch folgendes gelten:

Wie Ostafrika, wird auch Madagaskar im Tertiär in Schollenstreifen zerlegt, deren Grenzen den afrikanischen Hauptbruchrichtungen folgen. Diese Vorgänge mögen zum Teile, worauf einzelne Beobachtungen deuten, in der Kreidezeit schon kräftiger als auf dem Festlande eingesetzt haben. Das Kernstück der kristallinen Region stieg, in sich zerbrochen, als Kippscholle an. Die Ostküste entspricht einem gewaltigen, durch gestörte Kreideschollen hervorgehobenen Abbruche, an den große ozeanische Tiefen nahe herantreten. Neue Reliefformen bildeten sich im Gefolge dieser Bewegungen auf der „roten Insel“.

Hand in Hand mit den Schollenbewegungen bereichert ein kräftiger Vulkanismus das geologische Bild, der die ausgedehnten Massive des Innern, der Westregion gebar, aber auch den Osten nicht verschonte. Wie er bis ins Jung-Quartär andauerte, so ist es sicher, daß er in verschiedenen Landschaften bereits in der Kreide einsetzte.

B. Die Komoren

Die vier Komoren sind inmitten des Nordeinganges des Kanales von Mozambique über der NW ziehenden Komoren-Schwelle gelegen. Groß-Komoro, das von den 1772 qkm der Gruppe allein 1002 für sich



Fig. 99. Die Vulkaninsel Groß-Komoro. (Umgezeichnet nach VOELTZKOW.)

Punktiert: Junge Lavaströme.

Ein großer Teil der parasitären Krater ist nicht eingezeichnet.

beansprucht, zeigt weiche regelmäßige Formen, sanft geschwungene Bergrücken und domförmige Kuppen. Das Landschaftsbild stimmt mit dem geologischen Bau überein. Auf Anjouan, Majotte und Moheli dagegen stehen Gebirgskämme mit schroffen Spitzen, einzelne steile Piks.

Tief eingeschnittene Täler zerfurchen sie bereits. Sämtliche Inseln sind vulkanischen Ursprungs. Ihr Boden aus zersetzten Tuffen ist sehr fruchtbar. Majotte ausgenommen, das fast wie ein Riesenatoll von einem weiten Riffkranz umgürtet ist, sind nur vereinzelt marine Bildungen den Küsten angelagert.

Groß-Komoro erbaut sich aus zwei, durch ein flaches Lava-plateau verbundenen Erhebungen. Im Norden steht eine Anzahl erloschener, bis 1200 m hoher regelmäßiger Krater, im Süden das Massiv des tätigen Karthala. Sein gewaltiger Lavadom erhebt sich zu 2560 m. Vom Gipfel steigen dunkle Lavaströme dem Meere zu, mit grobschlackiger oder tauartig gedrehter Oberfläche. Ihm ist der im Durchmesser 4 km haltende, alte kleeblattförmige Krater 200 m tief eingebettet. Ein erstarrter Lavasee erfüllt ihn. Der innere Krater war bis zur Eruption von 1918 500 m breit und 100 m tief, und in der Mitte von einem, von feiner Asche umgebenen kleinen Schlot durchschlagen. 1918 aber wurde er um das Sechsfache vergrößert; es bildete sich auch ein zweiter Schlot. Der Westhang des Karthala ist von breiten Aschenschlammströmen überflossen, der Osthang von kleinen Kegeln besetzt.

Eruptionen des Karthala, eines der tätigsten Vulkane Afrikas, sind von 1828, 1855, 1857, 1858, 1859, 1862, 1880, 1883, dann erst wieder von 1904 und 1918 bekannt. Es sind entweder ruhige Lavaemissionen vom Hawaitypus, oder strombolianische Explosionen. Seitliche Ausbrüche sind die Regel. Die Laven sind sehr dünnflüssig. Genauer beobachtet ist der große Ausbruch von 1918. Ohne Anzeichen begann sich in der Nacht vom 11. zum 12. August in 1900 m Höhe ein Krater zu bilden, aus dem drei Tage Lava ruhig ausfloß. Aschen wurden nicht gefördert. Der Hauptkrater blieb ruhig. Zwischen dem 23. und 25. August erfolgten starke Erdstöße. Am 25. 7 Uhr 30 entstieg dem Hauptkrater plötzlich eine riesige Aschensäule. Dies wiederholte sich am 26., wo die Pinie 5000 m Höhe erreichte. Kleine Erdstöße schlossen die Tätigkeitsphase ab.

Die Laven des Karthala sind bei allen Ausbrüchen sehr gleichmäßig, nach LACROIX Basalte (mit wenig Nephelin):

Essexitischer Basalt des Karthala, Strom von 1860: SiO_2 46,10; Al_2O_3 14,66; Fe_2O_3 3,69; FeO 9,32; MgO 6,04; CaO 12,00; Na_2O 3,33; K_2O 1,38; TiO_2 2,29; P_2O_5 0,41; H_2O + 0,16; H_2O — 0,10 = 99,88.

Die Gesteine von Groß-Komoro — Plagioklasbasalte der verschiedensten Art, Palagonittuffe, Limburgite — wurden von BAUER und LACROIX untersucht. Granit wird nur fälschlich erwähnt. —

Vom kleinen Moheli werden Plagioklasbasalte, Palagonittuffe, Phonolithe, ein mittelkörniger Nephelindolerit, nach BAUER ähnlich dem von Löbau in Sachsen, olivinführende Nephelinite, Limburgite genannt,

daneben Augitandesit, Hornblendebasalt. Der Vulkanismus scheint lange erloschen. Lateritische Decken sind den vulkanischen Gesteinen zwischengeschaltet.

Inmitten des, einem zweiarmigen Anker im Umriß gleichenden Anjouan liegt 500 m ü. d. M. der Riesenkrater Bombao Mtoni, der Rest eines großen Schichtvulkanes. Seine Wände werden von jungen Vulkanen, so dem N'Tingui (1578 m), überhöht.

Basalte überwiegen auf Anjouan; daneben finden sich Phonolithe, Hornblendeandesite. Tuffen sind große rötliche Zirkonkristalle granitischer Herkunft, bei Dsaudzi Blöcke von Quarzmonzonit aus dem tieferen Untergrunde eingebettet.

Von Wichtigkeit wäre es, wenn es sich bewahrheiten sollte, daß die von Anjouan gesandten Gerölle von Serpentin, Granit und Gneis wirklich aus anstehenden Gesteinen der Insel stammen.

Von dem sehr unregelmäßig geformten überwiegend basaltischen Majotte beschrieb BAUER ein Stück Rotkupfererz, vielleicht aus dem älteren Untergrunde stammend. Neben Basalten kommen vor: Nephelinite, trachytähnliche Gesteine, Hornblendeandesit. Die Gesteine von Majotte sind, wie auch auf den andern kleinen Inseln, sehr stark verwittert und von einer üppigen Pflanzendecke überkleidet. Korallenkalk steigt auf dem Inselchen Pamanzi bis 90 m an. In dessen Krater Zioni wurden in Tuffen Blöcke von Tinguait gefunden.

Die Basalte der Komoren wechseln zwischen glasigen und dolemitischen Strukturen. Die häufigsten Typen sind mesokrat, entweder ohne Olivin oder arm an ihm, oder aber mit mehr oder weniger zahlreichen Einsprenglingen von Olivin, mit oder ohne solche von Augit. Letzterer Typ geht in melanokrate Basalte über mit sehr zahlreichen und großen eingesprengten Olivinen und Augiten. — —

Der Vulkanismus der Komoren ist von O nach W gewandert. Majotte ist das älteste Ausbruchszentrum, nun bereits stark zerstört und wie das jüngere Anjouan und Moheli völlig erloschen. Groß-Komoro zeigte Formenfrische und hohe Tätigkeit.

In ihrem ganzen Charakter gleichen die Vulkanite der Komoren den Gesteinen der petrographischen Provinz von Ampasindava.

C. Kleine Inselgruppen zwischen Komoren und Seychellen

Die Inselgrüppchen Aldabra, Cosmoledo, Astove, Farquhar, Assumption sind Korallenbauten über unbekanntem Sockel.

Aldabra hat die Form eines Atolls. VOELTZKOW bezeichnet es jedoch als Scheinatoll, aufgebaut wesentlich aus homogenem, von Korallen

nur überwachsenem Kokkolithenkalk. Sein mauerartig steiler Außenabsturz ist nach ihm frei von Korallen. FRYER unterscheidet dagegen im Landkranz von Aldabra drei Gesteinstypen: außen bilden lebende Korallen eine geschlossene Zone. In der Mitte folgen abgestorbene Riffgesteine mit zerbrochenen Korallen, Muscheln und Algen. Am Innenrande der mit Inselchen besetzten, bis auf drei Stellen geschlossenen Lagune stehen solche stärkerer Umwandlung an, mit Stellen von Kalziumphosphat. Aldabra ist 30 km lang — davon entfallen 29 auf die Lagune — und erhebt sich bis auf 25 m. In der Lagune setzt sich ein dicker weicher Kalkschlamm ab. Die Küste ist unterwaschen infolge junger Hebung der Insel.

Am Strande des sehr lückenhaften, kreisrunden Cosmoledo-Atolls sollen Laven vorkommen. Wahrscheinlich wurden oberflächlich gedunkelte Riffkalke fälschlich für solche gehalten.

Farquhar besteht aus gehobenem, von Sanden bedecktem Korallenkalk.

Die Amiranten folgen einer NO gestreckten, schmalen marinen Erhebung, welche die Madagaskar- gegen die Maskarenen-Schwelle vorschiebt. Von den benachbarten Seychellen sind sie durch einen über 3000 m tiefen Graben getrennt. Die niedrigen, nur wenig über den Ozean lugenden Inselchen entblößen nur Riffgesteine, die wie jene einem kristallinen Sockel aufruhon könnten.

D. Die Seychellen

Die 34 Seychellen entragen einer breiten untermeerischen, von 4000 m tiefem Meere umgebenen Kuppe, welche die nördlichste der großen Untiefen der bogenförmig gekrümmten Maskarenen-Schwelle krönt. Nur 20 bis 70 m Wasser stehen über der Seychellenkuppe. Ihre wichtigsten Eilande sind Mahé, Silhouette und Praslin. Sie gehören zu den wenigen kleinen tropischen Inseln, die alte Tiefengesteine als Reste kontinentaler Massen in ausgedehntem Maße entblößen. Über ihre Granite und Syenite breiten sich mächtige Lateritdecken bis auf die Höhen ihrer Berge hinauf, die den üppig bewachsenen Inseln den Landschaftscharakter von Mittelgebirgen geben.

Hauptgestein ist ein grauer und roter Hornblende- bis Hornblende-biotitgranit, in dem Zirkon und Titanit verbreitet sind. Auf Silhouette ist er durch fast quarzfreien Syenit ersetzt. Ganggesteine: Granit- und Syenitporphyre, Hornblende- und Quarzporphyre, Dioritporphyrit durchsetzen die stockförmigen Tiefengesteine; Ergußgesteine, so eine Decke von Felsitporphyr, überdecken sie. Die feinkörnigen uralitisierten Diabase sind fast immer olivinführend.

Als Kontakterzeugnisse wurden am Syenit von Silhouette dunkle Andalusithornfelse, auf aux Cerfs am Granit andalusitfreie Hornfelse gefunden. Unveränderte alte Sedimente sind dagegen nicht erhalten.

Ausgezeichnet sind auf senkrechten Wänden des Granits von Mahé bis zu Höhen von 35 m Verwitterungsrillen ausgebildet, wie sie am Granit in regenreichen Tropen auch sonst bekannt sind. Sie beginnen oben flach und schmal, erreichen nach unten aber eine Breite und Tiefe von $\frac{1}{2}$ m. Ihr Nebeneinander ist so dicht, daß scharfe Grate zwischen ihnen vorspringen. Die Oberfläche zeigt eine eigentümliche fettglänzende Glättung.

An Proben von den Seychellen stellte BAUER seine wichtigen Untersuchungen über primäre und sekundäre Laterite an. Er erkannte Granit- und Dioritlaterite in allmählicher Umwandlung aus dem Muttergestein. „Die Lateritbildung würde im wesentlichen auf der Entfernung aller Kieselsäure und aller alkalischen Bestandteile aus den Gesteinen beruhen, so daß nur die mit Wasser verbundene Tonerde zurückbleibt, unter gleichzeitiger Ausscheidung von freiem Hydroxyd aus dem in den betreffenden Gesteinen vorhandenen Eisen.“ Analysen von bei 110° C getrockneter Substanz ergaben in kochender Salzsäure für:

	Granitlaterit Dioritlaterit	
Kieselsäure	—	—
Tonerde	60,68	51,98
Eisenoxyd	9,56	20,95
Kalk	—	—
Wasser	29,76	27,07
	100,00	100,00

E. Die Maskarenen

Zwei größere Inseln über gemeinsamem Sockel, Réunion und Mauritius, die Perlen der ostafrikanischen Inseln, und das kleine, 638 km von letzterem abliegende Rodriguez erhielten nach ihrem Entdecker den Namen der Maskarenen. Von diesen, in der Hauptmasse vulkanischen Bauten ist allein Réunion noch tätig, eine der bemerkenswertesten Vulkaninseln der Erde. Der Vulkanismus der Gruppe wanderte wie auf den Komoren von Osten nach Westen.

Réunion

Das von Riffen umpanzerte Réunion birgt die herrlichsten Landschaftsbilder. Südöstlich gestreckt, wohl tektonisch umschnitten, trägt es an seinen Enden je ein gebirgiges Vulkanmassiv. Beide werden durch die mit Aschenkegeln besetzte Cafres-Ebene verbunden.

Das ältere NW-Massiv, das sich imposant, im Gipfelbau in kecken Linien aus dem Ozean emportürmt, erreicht im Piton des Neiges 3069 m Höhe. Drei mächtige Kesseltäler — fraglich, ob explosiver, ob erosiver Anlage — zerreißen seine Flanken: der Zirkus von Cilaos, Salazie und Mafate. Aus ihnen ziehen wilde, z. T. mit Schotterterrassen erfüllte Engschluchten zum Meere. Im Grunde dieser tiefen Einrisse erscheinen die ältesten, sehr verschiedenartigen Gesteine der Insel, die nun von dicken, 15—20° gegen das Meer geneigten Lavaströmen verhüllt sind. Zwischen ihnen liegen erdige Schichten mit verkohlten Farrenstämmen.

Vom schlummernden NW-Massiv verlagerte sich der Vulkanismus über eine Reihe kleiner Krater zum tätigen SO-Massiv. Dieses der Belcombe-Vulkan, ist dem älteren angelagert und endet in zwei Kegeln, deren einer, Piton Bory (2635 m) erloschen ist, während der andere, Piton de la Fournaise (2515 m), alljährlich aus seinem Aschengipfel wie aus seinen Flanken Basaltströme über das wüste, schwach geneigte Lavafeld des Grand Brûlé nach Osten zum Meere ergießt. Fournaise steht in einem eignen Krater, und wird von Piton Bory durch die Plaine des Sables mit ihren Aschenkegeln getrennt. Beide aber erheben sich innerhalb von zwei, verschieden alten weiten Calderen — Enclos oder Rempart genannt —, die nach ihrer Entstehung gen Osten geöffnet wurden. Tektonische Kesselbrüche sind in diesen Remparts kaum zu sehen. — Aschenkegel sind an den Flanken des Belcombe-Massivs reichlich aufgeschüttet.

DRASCHE sieht die ersten Eruptionen Réunions als submarin an. Es wurden trachytische, andesitische und gabbroartige Gesteine gefördert. Dann entströmten dem Neiges-Vulkane olivinreiche Basalte in großen Pausen. Nach Abklang seiner Tätigkeit baute sich der gewaltige Belcombe-Vulkan auf. Sein Kegel wurde gesprengt (erster „Enclos“ oder „Rempart des Sables“). Der in ihm entstandene jüngere Vulkan wurde wieder zerstört: in seinem Kessel (zweiter Enclos oder „Rempart de Belcombe“) erbauten sich nun Bory und ein andrer Kegel. Dieser zweite Kessel wurde durch abfließende Laven am Grand Brûlé durchbrochen. Bei einer jüngsten Explosion wurde der letztgenannte Kegel zerstört: in dessen Krater erst steht der tätige Piton de la Fournaise.

Die Laven des Piton de la Fournaise sind sehr dünnflüssig. Sie haben bald die Form der Aa-Lava — auf Réunion seit langem Graton genannt —, bald die der Seil-Lava. Lavatunnels, ausgeschmückt mit den schönsten Stalaktiten, sind häufig.

Olivinarne Feldspatbasalte überwiegen. Ihre Gläser sind sehr verbreitet. Basaltobsidiane bilden die Oberfläche der Ströme; sie kommen vor als Bomben, als Bruchstücke gedrehter und ausgezogener, beim Überschreiten klingend zerbrechender Gläser, feinste Haarfäden wie Pelés Haar und Tröpfchen. Neben den Basalten stehen die an großen Olivinen

sehr reichen Ozeanite mit hohem Magnesiagehalt, die durch Differentiationskristallisation aus den Basalten entstanden, und zwar nach der verschiedenen Höhe ihres Auftretens nicht erst im tätigen Vulkan, sondern in seinem Untergrunde. Die Ozeanite bilden große Züge in den Basalten.

Von den rezenten Laven des Piton de la Fournaise seien zwei Analysen nach LACROIX mitgeteilt:

1. Basalt (Mittel aus acht Analysen): SiO_2 48,22; Al_2O_3 14,74; Fe_2O_3 2,24; FeO 9,38; MgO 7,01; CaO 12,26; Na_2O 2,23; K_2O 0,89; TiO_2 2,72; P_2O_5 0,38; GV 0,06; = 100,11.
2. Ozeanit: SiO_2 43,96; Al_2O_3 9,84; Fe_2O_3 3,04; FeO 10,40; MgO 20,70; CaO 7,93; Na_2O 1,48; K_2O 0,62; TiO_2 2,07; P_2O_5 0,25; = 100,29.

Unter den oberflächlichen, mit denen des tätigen Vulkans übereinstimmenden basaltischen Laven des Neiges-Massivs ruht eine sehr mannigfaltige Gesteinsreihe verborgen. LACROIX unterscheidet:

1. eine erste Serie mit intrusiven Duniten, Harrisiten (Feldspat-peridotit) mit großen schwarzen Olivineinsprenglingen, Feldspatpikriten, Olivengabbros — meist in Gangform. Diese Serie ist gekennzeichnet durch ihren hohen Gehalt an MgO und Reichtum an Olivin;

2. eine zweite Serie mit Mikrogabbros: als Gänge in den Gabbros. Hier überwiegt CaO über MgO . Olivin tritt zurück oder fehlt;

3. eine dritte Serie umfaßt verschiedene Typen: essexitische Gabbros, ophitische Basalte, Trachyandesite mit Olivin, Akerite, phonolitische Trachyte, Mugearite, quarzführenden Ägirinsyenit.

Der Chemismus dieser drei Serien zeigt, daß die erste und zweite zur subalkalischen, die dritte zur alkalischen Gesteinsippe gehören. Ein einziger Vulkan und ein Magma erzeugten wohl charakterisierte Typen beider Sippen.

Die körnigen Gesteine bilden geologisch selbständige Körper. An den Wänden der tiefen Zirken erscheinen in größter Fülle Lager und Gänge meist basaltischer Natur. Die körnigen Gesteine aber nehmen in den verschiedensten Formen als quarzführende Syenite, Gabbros und Peridotite an diesem Gangkomplex teil. Die wichtigste Folgerung aus den klaren Aufschlüssen beruht in der Erkenntnis, daß Intrusionen körniger Tiefengesteinstypen in vulkanischen Aggregaten von wahrscheinlich jungtertiärem Alter vorkommen, daß die Herausbildung körniger Texturen erfolgte unter einer Gesteinsdecke von nur wenigen hundert Metern Dicke. Es sind keine abyssischen, kaum hypabyssische, eigentlich Oberflächengesteine: auf jeden Fall sind diese körnigen Gesteine verfestigt im Vulkanaufbau selbst. So scheint es, daß die Bedeutung der Tiefe für die Kristallinität der Gesteine bisher sehr überschätzt wurde: große Tiefe ist günstig, aber nicht notwendig zur Erzeugung granitischer Texturen.

	I	II	III	IV	V
SiO ₂	64,41	53,04	46,70	45,57	39,85
Al ₂ O ₃	18,96	17,34	13,21	17,16	0,65
Fe ₂ O ₃	7,31	2,12	2,62	3,64	—
FeO	0,20	6,96	7,26	8,41	45,09
MgO	0,21	2,49	11,48	5,33	0,99
CaO	1,02	5,86	9,76	10,35	0,19
Na ₂ O	5,30	5,61	2,28	3,10	0,09
K ₂ O	5,10	3,00	1,36	1,88	0,10
TiO ₂	1,66	2,12	2,36	2,82	0,09
P ₂ O ₅	0,08	0,83	0,31	0,54	12,45
H ₂ O	1,38	0,37	2,44	0,94	0,42
	100,23	99,74	99,78	99,74	100,01 (mit NiO = 0,09)

- I. Quarzführender Ägirinsyenit. La Chapelle.
 II. Mugearit. Salazie.
 III. Basalt (mit Olivin und Plagioklas). Cilaos.
 IV. Olivingabbro. La Chapelle.
 V. Dunit. Riv. du Mat.

Junge Hebungen an den Küsten Réunions lassen sich in marinen Muschelsanden erkennen, die 80 m hohe Vulkane an ihnen eindecken.

Mauritius (Ile de France)

Zwischen Réunion und Mauritius, näher an diesem, wurde eine kreisförmige Untiefe von 100 m gelotet. Vielleicht ist sie die Kuppe eines versunkenen Vulkans, der den Verdacht nahe legt, daß die Maskarenen der Rest eines umfangreichen Vulkanarchipels sind.

Nur an zwei Stellen von Mauritius treten nichtvulkanische Gesteine zutage. Im SW erscheinen in den Black River-Bergen (830 m) inmitten vulkanischer Umgebung als kleiner Hügel Tonschiefer, im Zentrum aber in dem steilen Berge La Selle Chloritschiefer. Im übrigen ist die Insel vulkanisch. Horizontale Lavaströme setzen ihr zentrales, 500 m hohes Plateau zusammen, dem einzelne Lavakrater entragen. Im Norden und Westen dagegen sind sie gegen das Meer hingeneigt. Längere Höhenzüge, so Pieter Both, folgen dem Außenrande der Insel. DRASCHE möchte deshalb in Mauritius den spärlichen Rest eines ausgedehnten Vulkans sehen. Im Bezirke von Pamplémousses stehen drei junge Krater.

Die Gesteine gehören zu zwei Perioden: einer älteren fallen die „Diorite“ z. B. des Black River-Gebirges zu, einer späteren Dolerite und Basalte, die von den Vulkanen des Zentralplateaus ausgehen. Die Dolerite sind sehr grobkörnig und ausgezeichnet ophitisch struiert. Die

Basalte — darunter Ankaramite und Ozeanite — gleichen denen von Réunion sehr. — Vulkanische Brekzien und rote Erden überziehen den Untergrund; Tuffe scheinen selten zu sein.

Gehobene Riffe liegen im Norden kaum 3, im Süden 12 m über dem Meeresspiegel, so ungleichmäßige Bewegungen anzeigend. DARWIN und DRASCHE sahen Basalte noch mit Riffgesteinen wechsellagern.

Rodriguez

Die zentrale, im Mt. Limon gipfelnde OW-Kette wird von Laven und Tuffen gebildet. Nach SW lehnt sich ihr ein breites, niedriges Kalkplateau an. Herrschendes Gestein ist ein grober Olivindolerit. Daneben finden sich Mandelbasalte. Die Basalte entsprechen denen von Mauritius chemisch. Die vulkanischen Ausbrüche erfolgten in längeren Pausen: rote Verwitterungsböden trennen Laven und Tuffe. Nach der tiefen Zersetzung der oberflächlichen Gesteine ist der Vulkanismus lange erloschen.

Die Korallenkalke sind jünger als die vulkanischen Gesteine. Sie sollen bis 160 m gehoben sein. In ihren Höhlen lebte der ausgestorbene Solitär (*Pezophaps solitaria*), ein großer, der Dronte von Mauritius verwandter Vogel.

Ein nach NW und SW sehr breiter Gürtel lebender Riffe säumt Rodriguez.

SCLATER und PESCHEL verwendeten die unrichtige Angabe, daß Rodriguez eine Granitinsel sei, als eine der Grundlagen für die Annahme eines lemurischen Kontinentes.

	I	II
SiO ₂	46,08	48,62
Al ₂ O ₃	13,51	17,69
Fe ₂ O ₃	4,69	3,76
FeO	8,41	5,76
MgO	9,30	5,25
CaO	11,54	8,76
Na ₂ O	2,36	4,45
K ₂ O	0,69	2,27
TiO ₂	2,42	2,00
P ₂ O ₅	0,45	0,59
H ₂ O +	0,14	0,75
H ₂ O —	0,82	0,29
	100,41	100,19

I. Doleritischer Basalt, Port Louis, Mauritius.

II. Basalt. Tonnere Cliff, Rodriguez.

F. St. Paul und Neu-Amsterdam

Halbwegs vom Kap der guten Hoffnung nach Südaustralien schwingen sich aus gemeinsamem Sockel, der sich bei 1500 m Tiefe in zwei Kegel teilt, ihre Träger, diese beiden rein vulkanischen Inseln auf. 1857 besuchte sie die Novara-Expedition. HOCHSTETTER schilderte ihren Bau, später VÉLAIN ausführlicher. Neuerdings landeten VALDIVIA und GAUSS an ihnen.



Fig. 100. Karte der Insel St. Paul im Indischen Ozean.
(Nach der Novara-Expedition.)

Das kleine **St. Paul**, wohl die bestbekannte ozeanische Insel, ist der dreieckige Rest eines großen, sehr flachbankigen Vulkans. Sein NO-Abschnitt ist abgesunken, wie auch die Lotungen bestätigen. In den durch diesen Abbruch stark beschnittenen, kreisrunden Explosionskrater drang von NO her das Meer ein. 1696 war die Ruine des Kraterwalles von ihm noch nicht durchbrochen. 1754 erhob er sich an der niedrigsten Stelle nur mehr 7 m über den Ozean, 1780 war er durchnagt. Der düstere, von einer Barre gesperrte Kraterhafen ist in der Mitte 50 m tief bei einem Durchmesser von 1200 m. 250 m hohe Wände umzirkeln ihn. Die Explosion, die den Krater schuf, mag an Großartigkeit der des Krakatau vergleichbar sein.

St. Paul wird erbaut von einer tieferen, wenig erschlossenen rhyolithischen und einer höheren, herrschenden doleritisch-basaltischen Gesteinsreihe, samt ihren Tuffen, die wieder von Gängen durchzogen



Fig. 101. Die Insel St. Paul. (Umgezeichnet nach VÉLAIN.)

Das untere Profil schließt sich an das obere nach rechts an.

Zur Rechten am tieferen Gehänge die ältere rhyolithische Gruppe, durchsetzt von Gängen.

Über ihr und auf der ganzen übrigen Insel die jüngere doleritisch-basaltische Gruppe.

Ganz links (schwarz) kleine Parasiten. Vor der rechten Flanke das Nine-pin-Inselchen.

werden. Zu letzterer gehören ein Dutzend kleiner Kegel auf den unteren Flanken des Hauptvulkans. Nach den Berichten der deutschen Expeditionen und den Analysen von REINISCH und LACROIX werden diese älteren

das der Westküste genähert ist. Sein Grund ist nicht eben, sondern in hohe Stufen gegliedert, die je aus einer Lavaplatte bestehen. Über das Hochplateau ragen im Süden und Westen die Reste eines weiten Explosionskraters auf, gipfelnd in den Dives (910 m). Dieser Explosionskrater war nach seiner Anlegung wohl von einem Lavasee erfüllt, ähnlich dem des Kilauea; darauf deuten die gestuften Lavaplatten des „Plateaus“ hin. Nach seiner Erkaltung wurde er von der Röhre Hébert durchschossen.

Von Neu-Amsterdam sind nur Plagioklasbasalte bekannt, denen von St. Paul verwandt. An den fast durchgehend steilen Küsten wechseln die Basaltbänke mit roten und braunen Schlacken- und Tufflagen. Die jüngsten Lavaströme bergen viele große Höhlen.

200 km NÖ der Insel wurde aus 2414 m Tiefe ein zentnerschwerer Auswürfling von Plagioklasbasalt mit blauschwarzer Glaskruste gedreht. Trotz der Weite des Wurfes dürfte er von Neu-Amsterdam nach seiner petrographischen Natur stammen. — —

REINISCH sagt über den Chemismus der Basalte von St. Paul, Neu-Amsterdam, Kerguelen, Heard, Possession: An eine Gruppe von solchen mittlerer Zusammensetzung, die auf allen Inseln vorkommen, schließen sich nach der einen Seite die auf Essexite zulaufenden Basalte der Kerguelen, die auf Anorthosite führenden von St. Paul; nach der anderen die von Possession mit pyroxenitischem, die von Heard mit peridotitischem Endziel an.

	I	II	III
SiO ₂	70,92	49,63	47,68
Al ₂ O ₃	14,18	18,60	16,67
Fe ₂ O ₃	3,27	8,24	6,82
FeO	0,69	5,33	4,56
MgO	0,07	4,67	7,66
CaO	0,42	9,31	12,23
Na ₂ O	5,36	2,36	3,01
K ₂ O	3,34	1,40	0,72
TiO ₂	0,16	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—
H ₂ O +	0,93	} 1,00	} 0,80
H ₂ O —	0,71		
	100,12	100,54	100,15
	(+ Cl = 0,07)		

- I. Rhyolith }
 II. Olivinlabradorit } St. Paul.
 III. Basalt, Neu-Amsterdam.

G. Inseln der Kerguelen-Schwelle

Über der NW gestreckten, ostwärts ausgebogenen Kerguelen-Schwelle werden meist nur geringe Tiefen gelotet. In den Kerguelen und der Heard-Insel durchbricht sie den Meeresspiegel.

In den **Kerguelen**, genannt nach ihrem Entdecker **KERGUELEN-TRÉMAREC**, wird die große, beispiellos zerlappte, von tiefen Fjorden zerschnittene Hauptinsel von einem Kranze von mehreren Hundert landnaher Eilande umgeben. Sie nehmen wohl 5000 qkm Fläche ein.



Fig. 103. Landschaft von den Kerguelen: vorn Rundhöcker, im Hintergrund Basaltdecken. (Aufnahme der Deutschen Südpolar-Expedition.)

Die Hauptinsel besteht in den erforschten Teilen aus horizontalen, örtlich verbogenen Decken von kompakten Basalten. Diese werden bis zu 40 m mächtig und sind an ihren Grenzflächen als Mandelsteine von ziegelroter Farbe ausgebildet. Die einzelnen Decken werden durch rote Tufflagen scharf getrennt.

Die Kerguelen sind danach eine ausgedehnte vulkanische Übergußtafel. Ihre höheren Platten halten sich in Höhen zwischen 500 und 1000 m. Breite Täler — fiederartig von der zentralen Erhebung ausgehend, heute ohne zusammenhängende Flußsysteme und nur von Querrinnen entwässert — haben sie tief zerlegt. Aus den vulkanischen Gesteinen wurde vermöge ihrer verschiedenen Verwitterbarkeit eine ausgezeichnete Stufenlandschaft modelliert, deren Hochflächen kleine taflige Kuppen aufrufen. Bei starker Auflösung der Basalttafel entstanden einzelne Gebirge mit felsigen Kämmen, so das Crozier-Gebirge, Mount Lyell, Prinz Wilhelm-Gebirge. Trümmerhalden aus mächtigen

scharfeckigen Blöcken zu ihren Füßen verdanken der Sprengwirkung des Eises ihre Entstehung. An der Südküste erhebt sich der breite Kegel des Roßberges, eines Aufschüttungsvulkanes, dessen zwei Gipfel die Reste eines weiten, nun nach Osten offenen Ringwalles sind. Der Roßberg ist nach den Deckenergüssen entstanden, ebenso wie die Krater am Christmas-Hafen, an der Cumberland-Bucht. An der Westküste soll ein tätiger Vulkan stehen.

Die Gesteine sind überwiegend kieselsäurearme, dichte Plagioklasbasalte. Daneben wurden ophitisch struierte Dolerite, Mandelbasalte, deren Blasen meist Chabasit erfüllt, basaltische Tuffe, Limburgite, selten Sanidintrachyt und Phonolith gefunden. Letztere stehen an am Christmas- und Grönland-Hafen, im Thomson-Gebirge. Sie gehören einer älteren Ausbruchphase als die Basalte an, von denen sie als erodierte Kuppen umflossen werden.

Zu diesen durch ROTH, RENARD und REINISCH bekannt gewordenen Gesteinen fügte LACROIX nach den Sammlungen von BOSSIÈRE und RALLIER DU BATY noch hinzu: Augitandesit, in Tephritoide übergehend, Rhyolithpechstein und Intrusivgesteine wie Nephelinsyenit, analcimplührenden Mikromonzonit und Essexit. Der Pechstein durchdringt an der Cumberland-Bucht gangartig Basaltdecken. An der Ostseite Kerguelens am Winterhafen wurden in 300 m Höhe der Nephelinsyenit und Mikromonzonit gesammelt. Der Essexit stammt von der Cumberland-Bucht.

	I	II	III	IV
SiO ₂	68,52	53,87	56,92	50,22
Al ₂ O ₃	12,14	20,64	20,63	16,20
Fe ₂ O ₃	1,26	4,51	2,74	3,13
FeO	1,36	1,42	2,49	8,07
MgO	0,58	0,84	0,57	7,54
CaO	1,86	2,13	1,14	8,57
Na ₂ O	4,43	6,86	8,43	3,36
K ₂ O	3,05	6,24	4,61	1,38
TiO ₂	0,18	1,10	0,24	1,95
P ₂ O ₅	—	0,18	—	—
H ₂ O +	3,77	) 2,93	1,42	) 0,22
H ₂ O —	3,34		0,44	
	100,07	100,22	100,12	100,64
	(+ Cl = 0,08)		(+ Cl = 0,49)	

I. Pechstein, Cumberland-Bucht.

II. Phonolith, Howe-Insel.

III. Nephelinsyenit, Mt. Ballon.

IV. Basalt, Philippi-See.

Über das Alter der Eruptiva Kerguelens ist nicht viel sicheres zu sagen. Sie sind im ganzen tertiär. Außer den oben genannten und

dem Roßvulkan scheinen Vulkane nicht mehr erhalten. Die Bloßlegung der körnigen Gesteine spricht wohl für langdauernde Abtragung, falls hier nicht die Eiszeit abtragsverstärkend gewirkt hat.

Von älteren Gesteinen, deren Abstammung von Kerguelen von RENARD und STUDER z. T., nach PHILIPPI aber mit Unrecht angezweifelt wurde, werden Glimmerdiorit? — anstehend am Margot-See —, roter Felsitporphyr, Labradorporphyr, graublaue Schiefer, Kieselschiefer genannt. Kristalliner Dolomit steht an der Übungsbucht an. Im inneren nördlichen Teile darf man nach den bisherigen Funden wohl zu Tage tretende präbasaltische Gesteine erwarten.

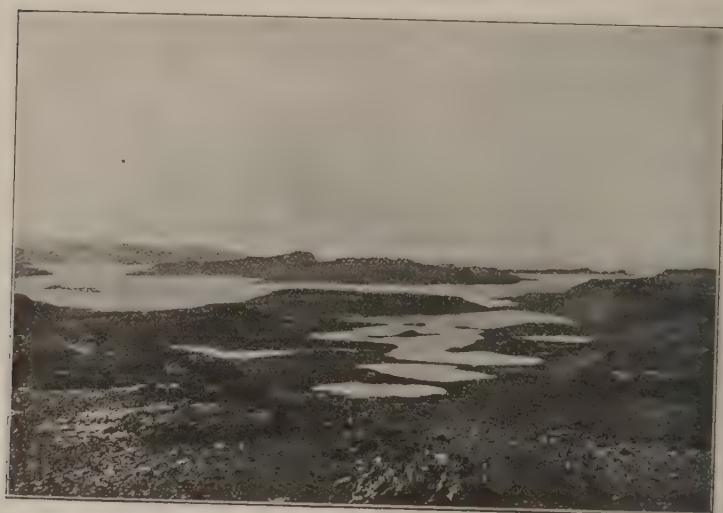


Fig. 104. Seen- und Schären-Landschaft auf Kerguelen am Royal Sund.
(Aufnahme der Deutschen Südpolar-Expedition.)

An Fossilien sind nur verkieselte Hölzer bekannt: so *Cupressoxylon antarcticum-kerguelense*. Sie bezeugen den Bestand tertiärer Wälder, die auf den verwitterten, in großen Pausen emporgedrungenen Basaltdecken wuchsen. Lagen aus pflanzlichen Resten wurden durch Basalte in kohlige Substanz verwandelt. Lignite wurden mehrfach beobachtet. In einem Basaltstoß am Christmas-Hafen liegen zwei dicke Lignitbänke in 9 und 12 m über dem Meeresspiegel. Pflanzengeographisch ist der Fund von Araukarienhölzern wichtig. Durch ihn wird die zirkumpolare Verbreitung der Araukarien, wie man sie aus ihrem heutigen Vorkommen in Australien, Polynisien kennt, vervollständigt und bestätigt.

Nach Erlöschen des tertiären Vulkanismus brach die Eiszeit über Kerguelen herein. Während des Maximums der Vergletscherung war es

fast ganz unter einem einheitlichen Eismantel begraben, der heute auf das Richthofeneis der Zentralkette zurückgedrängt ist. Spuren der diluvialen Eisbedeckung sind erhalten in Rundhöckerlandschaften, Massen von Gletscherschutt, im trogförmigen Querschnitt der Täler, in den zahllosen Seen. WERTH und PHILIPPI berichteten über die glazialen Erscheinungen: sie sind jedoch verschiedener Meinung über die Einwirkung der Eiszeit auf die Morphologie der Insel. WERTH nimmt einen engen Zusammenhang zwischen der Bildung der großen Täler und der Vergletscherung an. PHILIPPI sieht die Topographie als wesentlich präglazial an und nur umgestaltet von den ostwärts abfließenden Gletschern. —

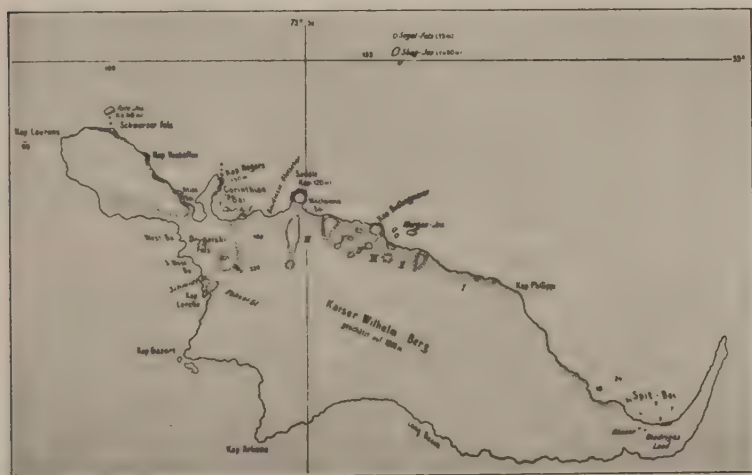


Fig. 105. Die Heard-Insel. (Nach der Deutschen Südpolar-Expedition.)

Sind die Kerguelen eine ozeanische Vulkaninsel oder der Rest eines Kontinents? Alle Beobachtungen sprechen zunächst dagegen, sie für eine vulkanische Neubildung anzusehen. Fauna und Flora besitzen Eigentümlichkeiten, die auf lange Isolierung und Anpassung an die besonderen klimatischen Bedingungen deuten. CHUN betrachtet deshalb die Kerguelen als seit Beginn des Tertiärs isolierte vulkanische Insel. STUDER sieht in ihnen den Rest einer großen Landmasse; die tertiären Wälder sprechen für eine solche. Was vom unterbasaltischen Grunde bekannt ist, spricht — darin wird man PHILIPPI beipflichten — mindestens nicht gegen die Annahme, unter den Deckbasalten ein Stück alten Festlandes zu vermuten. — —

300 Seemeilen SÖ liegen die unzugänglichen Mc Donald-Eilande und die **Heard-Insel**. Letztere bedeckt 350 qkm und gipfelt in 1800 m

in der umfangreichen, vereisten Kuppe des vulkanischen Wilhelmberges, von der mehrere Gletscher bis zum Meere ziehen. Die diluviale Vergletscherung war nicht größer als die heutige.

Die Deutsche Südpolar-Expedition sammelte auf Heard meist Basalte und deren Tuffe. Erstere sind nach REINISCH olivinhaltig und überwiegend Plagioklasbasalte, weniger Limburgite. Jene zerfallen in zwei Gruppen: in MgO-arme (5,7 %) mit 47,1 % SiO_2 , und MgO-reiche (15,5 %) mit nur 42,8 % SiO_2 . MgO-arme fand PHILIPPI an der Krater-ruine des Drygalskiberges, letztere an den sehr jungen, z. T. postglazialen Kratern von Rogers Head, in Geschieben vom Wilhelmberg. In Geschieben von jenem wurden auch akmithaltige Augittrachyte und Trachytbimssteine erkannt, wohl aus einer älteren Tätigkeitsphase als die Basalte stammend, ähnlich wie auf Kerguelen.

Unter Auswürflingen der Rogers Head-Krater sind erwähnenswert: ein stark zersetztes Diabas-ähnliches Gestein und dichte, nicht metamorphe Kalke, die Bryozoen enthalten dürften.

Der Vulkanismus der Heard-Insel schlummert wohl erst seit wenigen Jahrhunderten. Wenigstens sind die Gesteine viel frischer wie auf Kerguelen. Während auf Kerguelen Basaltdecken herrschen, überwiegen auf ihr isolierte Vulkankegel.

H. Inseln des Crozet-Plateaus

Über einem gemeinsamen Plateau von 3000 m Tiefe erheben sich an seinem West- und Ostende die jungvulkanischen Prinz Eduard- und Crozet-Inseln. Der Meeresboden ist in ihrem Bereiche sehr uneben. Auch zwischen beiden Gruppen sinkt er auf fast 3000 m herab, so daß von einer einheitlichen langen Crozet-„Schwelle“ kaum die Rede ist. Das Crozet-Plateau gliedert seine Inseln Südafrika an, während sie von der Kerguelen-Schwelle durch die tiefe, mit kaltem Bodenwasser erfüllte Kerguelenmulde geschieden sind.

Die **Prinz Eduard-Inseln** umfassen die größere Marion-, die kleinen flachen Eduard-Inseln. Marion — 17,5 km lang, 13 km breit — erhebt sich in mäßiger Steigung auf 1280 m Höhe. Zahlreiche kleine Kegel bedecken ihre Abhänge. Die engen Täler, herausgeschnitten aus älteren Basalten, sind von frischen Basaltströmen durchflossen. Der Challenger sammelte nur Plagioklasbasalte.

Unter den fünf Inseln der **Crozetgruppe** sind zu nennen: Possession, Ost- und Hoginsel. Die Ostinsel ist ein hohes Bergland von unregelmäßigen Formen. Possession zeigt sich als hoher flacher Kegel, dessen Stumpfspitze einen Krater zu bergen scheint. Es ist ein Stratovulkan, dessen Oberfläche von Talbildung kaum angegriffen ist. Parasitäre

Krater sitzen ihm auf, so der rote junge Branca-Berg im Osten. Der Vulkanismus ist jungtertiär bis quartär, die Gesteine sehr frisch.

An solchen wurden von der Deutschen Südpolar-Expedition gesammelt: verschiedenartige, teils doleritische, teils kompakte Plagioklas-basalte — auch hornblendeführende, die auf den Inseln des südlichen Indik sehr selten sind — und Basaltagglomerate. Im Gegensatz zu den Basalten der meisten anderen Inseln enthalten sie eine merkliche Menge von Nephelin.

SiO ₂	45,25
Al ₂ O ₃	19,16
Fe ₂ O ₃	4,86
FeO	7,11
MgO	5,73
CaO	10,82
Na ₂ O	3,18
K ₂ O	1,24
TiO ₂	1,20
P ₂ O ₅	0,28
H ₂ O	0,94
	99,73

Basalt, Possession.

Spuren einer früheren Vereisung wurden nicht gefunden.

Im lockeren eckigen Schutt der Vulkanflanken ist Solifluktion verbreitet.

Literatur

- ABBOT, Notes on Natural History of Aldabra, Assumption and Glorioso Islands, Indian Ocean. *Proceed. Un. States National Mus.* 16, S. 759—764.
- BALFOUR, J. B. und N. S. MASKELYNE, Physical Features and Petrology of Rodriguez. *Phil. Trans. Roy. Soc.* 148, 1879, S. 289—301.
- BARON, Notes on the geology of Madagascar, with an appendix on the fossils by Newton. *Qu. J.* 45, 1889, S. 305—331.
- , Geol. Notes of a journey in Madagascar. *Qu. J.* 51, 1895, S. 57—72.
- , The crystalline schists and associated rocks of Madagascar. *Qu. J. G. Soc.* 1899, S. 356.
- BAUER, M., Beiträge zur Kenntnis des Laterits und besonders dessen von Madagaskar. *Neues Jahrb. f. Min., Fest-Bd.* 1907, S. 33—90.
- , Beiträge zur Geol. der Seychellen, insbesondere zur Kenntnis des Laterits. *Neues Jahrb. f. Min.* 1898, II, S. 163—219.
- , —, Gesteinsproben der Witu-Inseln, vom Zanzibar-Archipel, von den Comoren, Madagaskar, Ceylon usw. In: VOELTZKOW, Reise in Ostafrika, 1903—1905, *Wiss. Erg.* Bd. I, Abt. II, S. 1—89.
- BOULE, M., Sur la géologie des terrains sédimentaires de Madagascar. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3), XXVII, 1899, S. 124—125.
- , —, La géol. et la paléont. de Madagascar dans l'état actuel de nos connaissances. *Congrès géol. intern., C. R., VIII. session, Paris 1901*, S. 173—188.
- , —, Sur l'existence d'une faune et d'une flore permienes à Madagascar. *C. R. Ac. des Sc. Paris*, 1908, 146, S. 502.

- BOURDARIAT et JOHNSTON-LAVIS, Note sur le remarquable volcan de Tritriva, au centre de l'île de Madagascar. *Bull. Soc. belge Géol., Pal., Hydr.* XXII, 1908, S. 103—115.
- CLARKE, G., Notes on the Geolog. Features of Mauritius. *Qu. J.* 23, 1867, S. 185—190.
- COLCANAP, J., Extrait d'une notice géol. et paléont. sur le Cercle d'Analavava (Madagascar). *Bull. Mus.* 1905, S. 355—362.
- , —, La géol. du Cercle de Mavetanana (Madagascar). *Bull. Soc. Geol. Fr.* (4) VI, 1906, S. 164—171.
- COLIN et CAMBOUE, Sur les tremblements de terre à Madagascar. *C. R. Acad. Sc. Paris*, CVIII, 1889, S. 766.
- CORTESE, E., Appunti geologici sull' isola di Madagascar. *Boll. Com. geol. ital.* 19, 1888, S. 103.
- COTTREAU, J., Fossiles crétacés de la côte orientale (de Madagascar). *Ann. Paléont.* XI, 1922.
- DANDOUAU, A., Géographie de Madagascar. Paris 1922.
- Deutsche Südpolar-Expedition 1901—1903, herausgeg. von E. VON DRYGALSKI. II. Bd.: *Geographie und Geologie.* Berlin, Reimers, 1906—1912.
- DOUVILLÉ, H., Sur une coupe de Madagascar, dressée par M. VILLIAUME. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (3) XXVII, 1899, S. 385—394.
- , —, Sur la découverte du Trias marin à Madagascar. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4) X, 1910, S. 125—133.
- DRASCHE, R. v., Eine Besteigung des Vulkans Bourbon. *Tschermaks Min. Mitteil.*, 1875.
- , —, Weitere Bemerkungen über die Geol. von Réunion und Mauritius. *Tschermaks Min. Mitteil.*, 1876.
- , —, Die Insel Réunion. Wien 1878.
- Die Forschungsreise S. M. S. *Gazelle* (1874—1876) unter Kommando des Kapitäns Freiherrn v. SCHLEINITZ. Berlin 1889.
- GEAY, F., Rapport d'explorations aux régions Nord-Est, Sud-Sud-Ouest, Sud et Sud-Sud-Est de Madagascar, 1904—1907; Paris.
- GIRAUD, J., Nouvelles observations sur les roches éruptives du sud et de l'ouest de Madagascar. *C. R. Acad. Paris* 158, 1914, S. 1585—88.
- , —, Sur les roches éruptives du Sud de Madagascar. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 1912, 154, S. 1298.
- , —, Nouvelles observations sur les roches éruptives du Sud et de l'Ouest de Madagascar. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 1914, 158, S. 1585.
- , —, Sur les terrains sédimentaires du sud et de l'ouest de Madagascar. *C. R. Acad. Paris*, 1914, 158, S. 2027.
- GRANDIDIER, G., Bibliographie de Madagascar. Paris, Comité de Madagascar, 1905.
- GAUTIER, E. F., Atlas de l'Ambongo. Notes, Reconnaissances et Explorations, Tananarive, 1898, Fasc. 23, S. 1379.
- HAIG, H. DE H., Physical Features and Geol. of Mauritius. *Qu. J.* 51, 1895, S. 463.
- HATCH, H., Notes on the Petrographical Characters of some Rocks collected in Madagascar by the Rev. R. BARON. *Qu. J.* 1889, Bd. 45, S. 340—355.
- HAUG, E., Sur le Cénomanien de Diego-Suarez (Madagascar). *Bull. soc. géol. France*, Bd. 27, 1899, S. 396.
- LACROIX, A., Sur les granites à aegyrine et riebeckite de Madagascar et leurs phénomènes de contact. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 1901, 133, S. 180.
- , —, Les roches alcalines caractérisant la province pétrographique d'Ampasindava. *Nouv. Arch. Mus. hist. nat. Paris*, IV, 1902; V, 1903.
- , —, Le Massif de l'Ankaratra. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 1912, 154, S. 476.
- , —, Les volcans du centre de Madagascar. Le Massif de l'Itasy. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 1912, 154, S. 313.

- LACROIX, A., Sur la constitution minéralogique des volcans de l'île de la Réunion. C. R. Acad. Sc. Paris, 1912, 156, S. 538.
- , —, Sur la constitution minéralogique et chimique des laves des volcans du centre de Madagascar. C. R. Acad. Sc. Paris, 1912, 156, S. 175.
- , —, Les richesses minérales de Madagascar. 1913.
- , —, Les roches basiques non volcaniques de Madagascar. C. R. 159, 1914, S. 417—422.
- , —, Les produits d'altération des roches silicatées alumineuses et en particulier les laterites de Madagascar. C. R. Acad. Sc. Paris, 1914, 159, S. 617.
- , —, Sur l'existence de roches grenues dans l'Archipel volcanique de Kerguelen. C. R. Acad. Sc. Paris, 1915, 160, S. 187.
- , —, Sur les remarquables phénomènes métamorphiques de contact des granites de Madagascar. C. R. Acad. Sc. Paris, 1915, 160, S. 724.
- , —, Sur quelques roches volcaniques mélanocrates des Possessions françaises de l'Océan Indien et du Pacifique. C. R. Acad. Sc. Paris, 1916, II, 163, S. 177—183.
- , —, La constitution des roches volcaniques de l'Archipel des Comores. C. R. Acad. Sc. Paris, 1916, 163, S. 213—218.
- , —, La constitution des roches volcaniques de l'extrême Nord de Madagascar et de Nosy bé; les ankaratrites de Madagascar en général. C. R. Acad. Sc. Paris, 1916, II, 163, S. 253—258.
- , —, Les phénomènes de contact endomorphes et exomorphes des granites à aegyrine et riebeckite du Nord-Ouest de Madagascar. C. R. Acad. Sc. Paris, 1916, II, 163, S. 726—731.
- , —, Une éruption du volcan Karthala, à la Grande-Comore, en août 1918. C. R. Acad. Sc. Paris, 1920, 171, S. 5—10.
- , —, Minéralogie de Madagascar, I, 1922; II, 1922; III, 1923.
- LANDAIS, A., Le massif d'Ambre (Madagascar). La Géogr. XIX, 1910, S. 257—274.
- LEMOINE, P., Observation sur la nature des dislocations dans les terrains sédimentaires de la région occidentale de Madagascar. Bull. soc. géol. France (4) VI, 1906, S. 171.
- , —, Etude géol. dans le nord de Madagascar. Contribution à l'histoire géol. de l'Océan Indien. Paris, Hermann, 1906.
- , —, Les variations de facies dans les terrains sédimentaires de Madagascar. Bull. soc. géol. France, IV, Bd. 7, 1907, S. 30.
- , —, Contributions à la géologie des Colonies françaises. III. Fossiles crétacés de la côte est de Madagascar. Bull. soc. géol. France, 1908, S. 480—481.
- , —, Madagascar. Handb. d. reg. Geol., 1911.
- MERLE, A. und E. FOURNIER, Sur le Trias Marin au Nord de Madagascar. Bull. soc. géol. France, 1910, S. 660.
- NORDENSEJOLD, O., Antarktis. Handbuch der regionalen Geologie, Heidelberg 1913.
- PERRIER DE LA BATHIE, H., Notes sur la vallée permotriassique et le contact des terrains métamorphiques et des terrains sédimentaires dans l'Ouest de Madagascar. Bull. écon. de la col. de Mad., Tananarive 10, 1910.
- , —, Les dépressions lacustres du Mangoro, de l'Alaotra, de l'Ankaizina et les mouvements récents du versant Est et du Nord de l'île. Bull. Acad. malgache. Tananarive 12, 1913, S. 227.
- PHILIPPI, E., Geolog. Beobacht. auf Kerguelen. Deutsche Südpolar-Exp. II, 2, 1908, S. 185—207.
- , —, Geol. der Heard-Insel. Deutsche Südpolar-Exp. II, 3, 1908, S. 241—250.
- , —, Geolog. Beobacht. auf der Possession-Insel. Deutsche Südpolar-Exp. II, 4, 1908, S. 315—323.
- , —, Geol. der Inseln St. Paul und Neu-Amsterdam im Ind. Ozean. Deutsche Südpolar-Exp. II, 5, 1909, S. 367—383.

- REINISCH, R., Gesteine von der Bouvet-Insel, von Kerguelen, St. Paul und Neu-Amsterdam. Deutsche Tiefsee-Exp. 1898—99, Bd. 10, S. 47—75.
- , —, Petrographische Beschreibung der Kerguelen-Gesteine. Deutsche Südpolar-Exp. II, S. 211—222.
- , —, Gesteine der Heard-Insel. Deutsche Südpolar-Exp. II, S. 253—263.
- , —, Gesteine von der Possession-Insel (Crozet-Gruppe). Deutsche Südpolar-Exp. II, S. 327—333.
- , —, Gesteine von St. Paul und Neu-Amsterdam. Deutsche Südpolar-Exp. II, S. 387 bis 398.
- Reise der österreich. Fregatte Novara um die Erde. Wien 1866. (Geolog. Teil S. 39—70.)
- ROTH, J., Über die Gesteine von Kerguelenland. Monatsber. Preuß. Akad. d. Wiss., Berlin 1875, S. 723.
- SNELL, H. J. und W. H. T. TAMS, Natural History of the Island of Rodriguez. Prov. Camb. Phil. Soc., Bd. 20, Teil 6, 1920, S. 283—293.
- TORNQUIST, Über eine eocäne Fauna der Westküste von Madagaskar. Abhandl. der Senckenb. naturf. Ges. XXVII, 1904, S. 323—337.
- VÉLAIN, CH., Description Géol. de la Presqu'île d'Aden, de l'Ile de la Réunion, des Iles Saint Paul et Amsterdam. Paris 1878.
- VOELTZKOW, A., Wissenschaftl. Ergebnisse der Reisen in Madagascar und Ostafrika in den Jahren 1889—1895. Abhandl. d. Senckenb. naturf. Ges., Bd. 21, 26, 27, 1899, 1902, 1905.
- , —, Reise in Ostafrika in den Jahren 1903—1905. Wiss. Ergebnisse, I. Bd., 1. Abt. Reisebericht: Die Comoren. Stuttgart 1914.
- WERTH, E., Aufbau und Gestaltung von Kerguelen. Deutsche Südpolar-Exp. II, 2, 1908, S. 89—183.
- ZEILLER, R., Sur une flore triasique découverte à Madagascar par M. PERRIER DE LA BATHIE. C. R. Acad. Paris, 1911, 153, S. 280.

II. Kapitel. Die Bodenschätze Syabiens, Egnubiens, Abessomaliens, Ostafrikas und Madagaskars

Sicherlich ist Afrika ein mit den verschiedensten Bodenschätzen reich gesegneter Erdteil. Doch haben an diesen die bisher betrachteten geologischen Großregionen nach dem jetzigen Stande der Kenntnisse nur in solchem Maße Anteil, daß es nirgends zu einer industriellen Ausbeutung ersten Ranges, zu großen Gewinnungs- und Verarbeitungszentren gekommen ist, oder — mit vielleicht einer Ausnahme — in der nächsten Zukunft kommen dürfte.

Daß der Bergbau im nordöstlichen und östlichen Afrika nicht die Rolle spielt, wie im südlichen, wo er ein staatenbildender Faktor geworden ist, liegt einmal an der sehr viel geringeren, zum Teile auch schwierigeren lagerstättlichen Erforschung der in Frage stehenden Regionen. Zum andern an gewissen Erschwerungen, die gegenwärtig einer rationellen Ausbeutung der meisten Bodenschätze sehr hinderlich in den Weg treten: so die geringe, ja meist ganz fehlende Ausbildung

billiger Transportmittel, weiter das Fehlen von Wasserkraften oder ihr nach den klimatischen Bedingungen wenigstens sehr wechselndes Ausmaß, schließlich der Mangel an hochwertigen Kohlen und an Holz.

Doch sind immerhin Lagerstätten vorhanden, die bei einigermaßen günstigen äußeren Bedingungen einen Abbau in kleinerem Umfange sehr wohl lohnen, wenn nicht von vornherein übertriebene Hoffnungen auf Gewinn investiert werden, und so das Unternehmen von der Geburt an dem Zusammenbruch ausgeliefert ist.

Jedenfalls sollte die geologische Erforschung mit Energie und reicheren Mitteln als bisher weiter betrieben werden. —

Der Bergbau des nordöstlichen Afrika ist uralt, ja vielleicht einer der ältesten nach gewissen Regeln betriebenen der Erde. Die Goldgräber der Ägypter, die Ophirfahrten SALOMOS gaben frühzeitig Kunde von seinem Goldreichtum, haben aber ebenso auch übertriebene Vorstellungen von seinen mineralischen Schätzen erweckt. Sobald in diesen Urgebieten des Bergbaues die oberflächlich angereicherten Erze des Goldes und Kupfers im Raubbau gewonnen waren, man auf die ärmeren Erze der Tiefe stieß, stellten sich die üblichen Schwierigkeiten, häufig das Ende des Abbaues ein. Doch ist die Suche nach Gold in den weiten Gebieten des afrikanischen Grundgebirges immer rege geblieben, und hat z. B. neuerdings auf Madagaskar beträchtliche Erfolge zu erzielen gewußt.

In neuerer Zeit traten an die Spitze der Gewinnung neben das Gold eine Reihe von Nichtmetallen. So Muskovit und Phlogopit in Madagaskar und Deutsch-Ostafrika, Graphit und Korund ebenfalls auf Madagaskar, Natron in Ägypten und Britisch-Ostafrika. Dazu gesellt sich nun das Erdöl, das am Suez-Golfe und vor allem im afrikanisch-asiatischen Grenzsaum, in Mesopotamien, einer Ausbeutung im Großen entgegenseht.

Im folgenden ist, geordnet nach den geologischen Großregionen, eine Anzahl ihrer Bodenschätze aufgeführt. Es handelt sich hierbei nicht um eine ausführliche Darstellung ihrer lagerstättenlichen Verhältnisse, die aus dem Rahmen dieses Werkes fallen würde, sondern nur um eine knappe, keineswegs vollständige Übersicht bestimmter Vorkommen, sei es daß diese erwähnenswert sind wegen ihrer historischen Bedeutung, oder weil sie zeitweilig Hoffnungen erweckten, sei es, daß sie des Abbaues wert erscheinen.

1. Syrien

Gold. Im kristallinen Innern Syriens, dem Nedjd, wird das Goldland der Bibel Hawila vermutet. Von ihm aus soll das Gold über Ophir an der Südwestküste des Persischen Golfes ausgeführt worden sein. Im Nedjd (Jemama) werden von dem altarabischen Geographen

Hamdani eine Reihe von Goldgruben genannt, so bei der Stadt Rass, am Dj. en-Nir. Eine alte Goldgewinnung dort ist zweifellos.

An der Westküste Arabiens, wo von andern ebenfalls Ophir vermutet wird, werden mehrere alte Minen landein der Küste Jemens und Asirs genannt. HALÉVY berichtete von Goldwäschereien bei Sirwah NO von Sana.

Im Hedjas, besonders dem alten Midian, fand BURTONS Expedition Seifengold im N von Makna. Im Hinterlande des Hafens el-Wedj liegt eine Reihe alter Goldgruben, so Umm el-Kurajat. Abgebaut wurden durch Sklaven und Sträflinge Goldquarzgänge in Glimmerschiefern und Graniten.

Silber. Aus Midian berichtet BURTON auch von Silbererzen: so von Chlorsilber in Quarzadern im Syenit am Dj. el-Fahisat, südlich von Makna. Im Tale von Ainunah ist silberhaltiger Bleiglanz bekannt. Analytisch wurde Silber in Glimmerschiefern von Wedj und im Bleierz der Quarzgänge von el-Bada nachgewiesen.

Blei. In Midian enthalten die Quarzgänge des eben genannten Ainunah-Tales Bleiglanz. Er kommt auch an Dj. el-Abjad vor. — Silberhaltigen Bleiglanz führen die Gebirge Omans.

Kupfer. Kupfer birgt das Kambrium des südlichen Syriens. Am Wege von Ghor es-Safi am Toten Meere bis Chanzire zeigt die Mittelregion der kambrischen Dolomite auf Klüften Malachitanflüge. Zwischen den alten (byzantinischen) Hüttenplätzen Chirbet es-Samra und Fenan ist kambrischer Sandstein vielfach von Adern mit Kupfererzen (Malachit, Lasur, Rotkupfererz) durchzogen. Auch die höheren Quarzite zeigen Kupfererzgänge mit bis 25% Erz aufweisenden Kupferkarbonaten. Das kupferführende Kambrium reicht wohl bis Petra.

In Midian sind Kupfererze — so Kupferkies, Malachit in Quarzadern in grauem Granit — zwischen 28°40' und 27°50' N verbreitet vom Dj. Tajjib Ism über W. Ainunah zum W. Gharr.

Im Küstenhinterlande des östlichen Sinai zwischen Scherm und Nebk finden sich Kupfererze. Im westlichen Sinai hatte der unter den Altegyptern am westlichen W. Nasb betriebene Bergbau auf den im Karbon-Kalk als Kluftausfüllungen und Überzüge verbreiteten Malachit eine gewisse Bedeutung.

Eisen. Die Eisengruben Mittelsyriens lieferten bereits den Phöniziern Erze, später den arabischen Waffenwerkstätten in Damaskus.

Eine nennenswerte Lagerstätte des Libanon liegt bei Merdjiba im W. Sannin im jurasischen Glandarienkalk. Die metasomatischen linsenförmigen Erzkörper enthalten in ockriges Brauneisen umgewandeltes Spateisen. Das Erz ist reich und leicht schmelzbar. Der Abbau geschieht unsachgemäß.

Palästina birgt trotz vieler Angaben kein ausbeutbares Eisen. Vielfach sind Basalte als Eisen beschrieben worden. Ein kleines Eisen-

werk (Mogharet el-Warda) baute im Adjlun metasomatische Erze in Kreidekalken ab.

Midian besitzt Eisen im W. Ainunah (Hämatit; Magneteisen mit Titangehalt und Spuren von Wolfram).

Eisenmanganerze wurden abgebaut nahe der Westküste des Südsinai im Gebiete des W. Baba. Die Erze (Pyrolusit, Psilomelan, Hämatit) treten in Taschen des karbonischen Kalkes auf und bedecken eine Fläche von 200 qkm.

Kohlen. Im Mittel- und Südlibanon sind dem altkretazischen nubischen Sandsteine Kohlenflöze zwischengeschaltet. Als Schichtfolge wird angegeben: Liegendes gelber Sandstein und graue sandige Mergel, Flözgruppe, Hangendes mit Tuffen, Basalt, roten eischüssigen Mergeln oder Sandsteinen. Die Flöze sind nur schwach und schwellen auf höchstens 1,2 m an. Sie geben eine sehr schwefelkiesreiche Pechkohle, die lokal in Blätterkohle übergeht. Die fast horizontal liegenden Flöze sind durch Brüche stark zerstückelt. Nach WOLFF ist im Hammanatale neben unbedeutenden kohligen Adern ein weit verbreitetes, in seinem Ausgehenden als Brandschiefer entwickeltes Flöz von 25 bis 80 cm Dicke vorhanden.

Zerstückelung der Flöze, geringe Mächtigkeit und Unreinheit verhindern jeden gewinnbringenden Abbau. Erschwerend treten Ungunst der Lage, Holzmangel, Transportschwierigkeiten hinzu.

Die Flözgruppe erstreckt sich auf die Bezirke Bscherre, Mnetira, Kesruan, el-Metn, Sahar und Djezzin. Auch im Hermon kommt eine sehr unreine Kohle vor. Wichtigere Fundpunkte liegen im Hammanatale bei Mar Hanna und Merschleja, bei Abeih, im Revier von Djezzin östlich von Saida bei Kerkaja und Haitura, wo ein größeres Werk baute — hier wies die Kohle eine bitumenreiche Dysodilbank auf, aus der durch Destillation versuchsweise 19% flüssiges Bitumen gewonnen wurde mit 40% Paraffin und 35% Solarölen —, ferner im Distrikt Kesruan mit sehr bituminöser Kohle.

In Jemen wird Kohle, wohl im Kreidesandstein liegend, aus der Gegend von Sana und Scheik Sad angeführt. An der arabischen Südküste wurde bei Makalla erfolglos auf kretazische Kohle gebohrt.

In Oman finden sich Kohlen bei Soor, sind aber wohl gegenwärtig nicht abbaubar. Ferner bei Masweh und Fisao: hier werden 21 Flöze bituminöser Kohle erwähnt in Mächtigkeiten von $\frac{1}{2}$ m bis zu 1,40 m. Sie erstrecken sich über ein Gebiet von einem Viertel einer englischen Quadratmeile. Der Vorrat wird auf 250 000 Tonnen geschätzt.

Bernstein. In der lignitischen Kohle des Libanon liegt ein bröckeliges bernsteinähnliches fossiles Harz von verschiedener Farbe. Die chemische Zusammensetzung ist abweichend von der des echten Bernsteins.

Erdöl. Anzeichen des Vorkommens von Erdöl in der Tiefe des südlichen Palästina sind gegeben in dem Aufdringen von Asphalt im Toten Meere, in Erdpech- und Erdölbrunnen in seiner Umgebung.

Das Erdöl entstammt wohl den mächtigen bitumenreichen Kalken des Danikums, die im südlichen West- und im nördlichen Ostjordanlande weit verbreitet sind.

BLANCKENHORN machte (1914) auf die Möglichkeit aufmerksam, durch Bohrungen Erdöl am Toten Meere zu erschließen. 1922—23 hat die Anglo-Persian Oil Company Syrien auf seine Erdölführung untersuchen lassen. Die Ergebnisse sind bisher nicht bekannt geworden.

Im Adjlun bei Tell ed-Djamid bohrte in einem Sattel aus bituminösen Kalken des Senon die Syrian Exploration Company. —

Auf der Insel Tiran am Eingange zum Akaba-Golfe soll Erdöl von Arabern gewonnen worden sein, ebenso auf den Farsan-Inseln. Am Ostufer des Suezgolfes ist am Dj. Tanka auf solches gebohrt worden, ebenso bei Abu Darba. Ersteres Öl zeigt ein spezifisches Gewicht von 0,9193, 1% Schwefel und 10,3% Paraffin, letzteres 0,965 spezifisches Gewicht, 2% Schwefel, kein Paraffin.

Die wichtigsten Erdölgebiete an der mesopotamischen Grenze Syriens sind an die miozäne Salzgips-Formation gebunden. Sichere geologische Tatsachen über diese sind jedoch sehr wenige bekannt geworden.

Die Ölfelder Mesopotamiens sind Ausschnitte aus dem langen Petroleumgürtel, der sich von der Provinz Mossul über die bereits in Persien gelegenen, schon stark ausgebeuteten Ölfelder von Schuschter bis nach Bender Abbas am Eingange zum Persischen Golfe zieht.

Bei Hit am unteren Euphrat (33° 38' N), bei Nafata und Ramadi liegt am Westrande des Erdölgebietes zunächst eine Region mit sehr ergiebigen Asphalt- und Erdölquellen. Diese dringen aus dem Miozän auf, das aus Tonen, tonigen Kalken und Gipsen in Wechsellagerung zusammengesetzt ist. In der Nähe von Hit soll ein Pechsee von 3 km Durchmesser liegen, ähnlich dem von Trinidad.

Am und östlich des Tigris dehnt sich die Hauptzone aus. Südlich von Mossul liegen die Ölquellen von Hamman Ali und Tell Kijara, solche auch an der Fatha-Enge. Besonders ergiebige Quellen stehen im NO von Bagdad, so die von Tuz (Charmati, Kerkuk und Mendeli. Die natürlichen Quellen geben Salzwasser, von dem das sich ansammelnde Petroleum abgeschöpft wurde. Die Ausbeutung dieser Gegenden erleichtert die Schifffahrt auf dem Tigris, wie die Eisenbahn Basra-Bagdad-Samara.

Bereits von 1914 lagen die mesopotamischen Ölfelder im Kampfe der Interessen. Nach dem Kriege kam es 1922 zu ersten Kämpfen zwischen Türken und Kurden einerseits, den Engländern andererseits, die sich als Mandatare des Ölgebietes betrachteten. Dies Mandat Eng-

lands ist jedoch von Nordamerika nicht anerkannt worden, wenn auch durch den sogenannten Ölfrieden der scharfe Wettbewerb zwischen den Vereinigten Staaten und England besänftigt wurde. An der Ölausbeutung Mesopotamiens sind vertragsmäßig beteiligt die Anglo-Persian Oil Company mit 50%, die Royal Dutch Company mit 25%, Frankreich ebenfalls mit 25%.

Asphalt. Am Toten Meere, dem Lacus Asphaltitis, tritt in engster Verknüpfung mit den Erdölgebieten Asphalt auf, einmal auf dem Wasser des Sees treibend oder in Schichten der Kreide und des Diluviums.

Das erstere Vorkommen allein wird ausgebeutet. Der Asphalt steigt in Klumpen aus der Tiefe des Sees auf, treibt ans Ufer und wird von den Beduinen gesammelt. Er ist von ausgezeichneter Reinheit und Güte, und enthält 77—80% Kohlenstoff, 9,40% Schwefel, 9—9,6% Wasserstoff, 2,10% Stickstoff, 0—1% Sauerstoff, und 0,50% Asche.

Die asphaltischen Imprägnationen werden nicht ausgebeutet. Solche finden sich in der Kreide an den steilen Bruchflanken des Toten Meer-Grabens, so z. B. nahe der Bergfeste Masada 200 m über dem Wasserspiegel, am Wadi Muhauwat, am Wadi Modjib: hier lag an einer Sandsteinwand eine Asphaltquelle; der Asphalt brach in dicken Blöcken ab, die ins Wasser hinabfielen.

Im Westen des Dj. Usdum sind Konglomerate der diluvialen Mittelterrasse des Wadi Muhauwat durch reichlichen Asphalt verbacken. —

In Mittelsyrien wird Asphalt im Bergbau gewonnen, so z. B. bei Suk el-Chan bei Hasbeja, wo er in vorzüglicher Güte in senonen Mergeln ein bis 4 m mächtiges Lager bildet. —

Die Asphaltkalke des Senons (Danikums), die Muttergesteine der syrischen Erdöle und Asphalte, enthalten zum Teil, so bei Nebi Musa östlich Jerusalems soviel Bitumen, daß sie als Stampfasphalt verwendet werden könnten.

Phosphat. Die palästinischen Phosphate entdeckte BLANCKENHORN. Sie knüpfen sich an die obersenenonen, an Fischresten und Koprolithen reichen Kalke. Phosphate finden sich z. B. an der Straße Jerusalem-Jericho, bei Nebi Musa, östlich des Jordans bei es-Salt, bei Maan. Ihr Gehalt an Phosphorsäure ist sehr verschieden. Am reichsten sind die ihres Gehaltes an kohlensaurem Kalk fast beraubten Massen.

Bei es-Salt unterschied KRUSCH zwischen den gewöhnlichen Kreidephosphaten der Plateaus mit 48—50% Trikalziumphosphat und den gangartigen reichen mit bis zu 83%. Die ersteren kommen in zwei, bis 3 m mächtigen Horizonten vor. Die letzteren sind geknüpft an eine, auf 2 km Länge verfolgte, bis 40 m breite Störungszone, an der die Plateauphosphate weiter umgebildet wurden. Eine Ausbeutung findet nicht statt.

Schwefel. Am unteren Jordan ist Schwefel verbreitet in den altdiluvialen Gips- und Mergelablagerungen des ehemaligen Jordansees, und zwar meist als Knollen und in zwei Horizonten angereichert.

Salz. Ein altdiluviales, 50 m mächtiges Steinsalzlager ist am Dj. Usdum am SW-Ufer des Toten Meeres erschlossen.

Im Innern Arabiens wird Kochsalz an verschiedenen Orten gewonnen, so bei Ittreh und Kaf, bei Sabwa. Ebenso in Salzgärten an der Meeresküste, am Ufer des Toten Meeres, in Nordsyrien auch aus dem Salzsee es-Sabcha.

Türkis. Alte Türkisgruben liegen am Dj. Maghara und Serabit el-Chadem des Sinai. Die reichsten Minen sind die von Jahudije. In Klüften im Karbonsandstein und Taschen in deren Nachbarschaft schied sich der Türkis aus. Von zwei getrennten Lagen ist die oberste die reichere.

Literatur

- BARRON, The Top. and Geol. of the Peninsula of Sinai (Western Portion). Cairo 1907.
 BAUERMANN, H., Note on a Geol. Reconnaissance made in Arabia Petraea in the Spring of 1868. Qu. Journ. Geol. Soc., London 1868.
 BLANCENHORN, M., Die Mineralschätze Palästinas. Mitt. u. Nachr. d. Deutsch. Pal.-Vereins, 1902.
 —, —, Über das Vorkommen von Phosphaten, Asphaltkalk, Asphalt und Petroleum in Palästina und Egypten. Zeitschr. f. prakt. Geologie, 11, 1903.
 —, —, Naturwiss. Studien am Toten Meer und im Jordantal. Berlin 1912.
 —, —, Syrien, Arabien und Mesopotamien. H. der reg. Geologie 1914.
 BURTON, R., 1. The Gold Mines of Midian and the ruined Midianitic cities. London 1878.
 2. The Land of Midian. London 1879.
 DEBATIN, O., Die Petroleumfelder Mesopotamiens. Naturw. Wochenschrift 15, 1916, S. 289.
 ELSCHNER, C., Der Asphalt und die bituminösen Kalke des Toten Meeres. Chem. Revue über die Fett- und Harz-Industrie 8, Berlin 1901.
 FRAAS, O., Geologisches aus dem Libanon. Württemb. naturw. Jahreshefte, 1887.
 HALÉVY, M. J., Rapport sur une mission archéologique dans le Jemen. Paris 1872.
 HUME, W. F., The Carbonaceous Deposits in Egypt. Coal Res. of the World, II, S. 375.
 JACUNSKI, J., Untersuchung eines Erdöles aus den Korallenriffen des Roten Meeres und eines Asphaltes von der Küste des Toten Meeres. In.-Diss. Freiburg, (Schweiz) 1898.
 KRUSCH, P., Die Phosphatlagerstätten im Ost-Jordanlande. Zeitschr. f. prakt. Geologie, 1911, S. 397.
 RUSSEGGER, J., Reisen in Europa, Asien und Afrika. Stuttgart 1841—48.
 SACHSSE, R., Beitr. z. chem. Kenntn. der Mineralien, Gesteine u. Gewässer Palästinas. Zeitschr. d. Deutsch. Pal.-Ver., 20, 1896.
 SCHMIDT, W., Das südwestliche Arabien. Frankfurt a. M., 1913. (Angewandte Geogr., VI, Heft 8).
 WOLFF, W., Geologie des kretazeischen Kohlengebietes im mittleren Hammanatal, Libanon. Zeitschr. f. prakt. Geologie, 1918, S. 51.

2. Egnubien

Gold. Im Etbai Egnubiens ist das Gold an Quarzadern der kristallinen Schiefer und Intrusivgesteine gebunden. Der Goldbergbau ist uralt. Eine Unzahl von verfallenen Werken ist über den Etbai verstreut, die, wohl meist auf völlig ausgebeuteten Vorkommen stehend, Aufwendungen zur Wiederaufmachung nur selten verlohnen.

Die altegyptische lange Ausbeutungsperiode meist durch Sklaven und Kriegsgefangene reicht von der ersten bis zur zwanzigsten Dynastie. Inschriften und Papyrustexte berichten ausführlich über Goldminen der egyptisch-nubischen Wüste, die während des neuen Reiches in Betrieb waren. — Die zweite, noch intensivere Periode begann 200 v. Chr. mit dem Ptolemäerkönig Euergetes, die dritte unter den Arabern in der Mitte des 10. Jahrhunderts, besonders in Nubien, dem Lande des Goldes (nub bedeutet altegyptisch Gold).

Im Bereiche der Grundgebirgsgesteine Egyptens unterschied HUME sieben Bezirke des Goldbergbaues:

1. Das nördliche Areal ($27^{\circ} 50' N$, $33^{\circ} O$) mit dem W. Dib und Dara (Minen am Dj. Urf und Mongul).

2. Das nördliche Zentralgebiet zwischen $26^{\circ} 48' N$ und der Straße Gene-Kosseir (Gruben des W. Hammama und Fauachir). Vorkommen meist an der Berührung von Schiefen und Diorit.

3. Das mittlere Zentralgebiet zwischen $25^{\circ} 40'$ und $25^{\circ} 15' N$ (Umm Rus nahe dem Hafen Imbarek am Roten Meere, dem Goldausfuhrplatz Nechesia der Phönizier).

In dieser Gegend, so am W. Zeidun, führen auch die Basalkonglomerate des nubischen Sandsteins Goldspuren.

4. Das wichtige südliche Zentralgebiet zwischen 25° und $24^{\circ} N$. Hierher gehört die bekannte Baramia-Grube, die in Betrieb steht auf NS und OW streichende Goldquarzadern in graphitischen Schiefen; die Dungash-Mine (Quarzadern mit Kalkspat und Pyrit in Schiefen); die Sammut-Mine. Ferner im Osten die Sukari-Grube (Quarzadern im Diorit) und nahe am Roten Meere Hangalia, Umm Gamil).

5. Die Südwest-Region nahe am Niltale und östlich des W. Alaki, der alten Heerstraße der frühesten egyptischen Goldexpeditionen. (Umm Garaia-Mine, Quarzgang mit Kalzit in grauen Schiefen; Bergbau der Nile Valley Comp. Ein Papyrus überliefert die alte Anlage von Umm Garaia, der „Mutter der Dörfer“, wo Mörser und Handmühlen, Werkzeuge, Sortierhäuser, Brunnen, Staudämme und Sammelbecken gefunden wurden. — Seiga-Mine mit großem alten Tagebau — Umm Tor.)

6. Die Südost-Region (mit Umm Eigat und Darahib, wo Quarzgänge in Schiefen mit Granit zur Pharaonenzeit intensiv abgebaut wurden).

7. Ras Benas-Region ($23^{\circ} 37' N$) am Dj. Abu Dahr mit Umm Eleiga, Rahaba, Betan.

Zur Ausbeutung der Goldvorkommen wurden seit etwa 1900 gegen 25 Gesellschaften gegründet, darunter die Egyptian Mines Exploration Comp., die Central Egyptian Exploration Comp., die Egyptian Sudan Minerals Comp., die Nile-Valley Comp. und das Gabait Mining Syndicate.

Letzteres steht bereits außerhalb des ägyptischen Bodens. Denn die Goldfelder finden in Nubien ihre Fortsetzung.

An der Grenze des Ostsudans gegen Abessinien wird in der vom Blauen Nile durchströmten Landschaft Fasogl Gold gewaschen. Zur Ausbeutung der Lager bildete sich das Sennaar Syndicate. Die Produktion wurde (vor längerer Zeit) auf etwa 30000 Mark jährlich geschätzt.

In den Nuba-Bergen Kordofans wird Seifengold gewonnen. Die Seifen von Tira sollen gute Ausbeute geben. Das Gold dürfte aus Quarzgängen in den kristallinen Schiefern stammen, die verschiedene Erze führen.

Blei und Zink. Ein wichtiges Blei-Zinkerz-Vorkommen liegt am Dj. Russas, 110 km südlich von Kosseir bei $25^{\circ} 17' N$. Der nur 15 m hohe Hügel erhebt sich aus den jungen Ablagerungen der Küstenebene. Die erzhaltigen Kieselkalke und tonigen Mergel ruhen über nubischem Sandstein, und werden wohl diskordant überdeckt von Jungtertiär. Die erzführende Folge ist 17 m mächtig und besteht aus vier Erzbänken. Diese metasomatische Lagerstätte führt Bleisulfide und -karbonate und Zinkkarbonate. Analysen zeigen Gehalte bis zu 58% Blei und 37% Zink.

Kupfer. Kupfer kommt vor im Dj. Dara-Gebiet ($28^{\circ} N$, $33^{\circ} O$) als Adern von Kieselkupfer und Kupferkies im Granit, ferner am Dj. Atawi. Die beste alte Grube war Abu Seyel im SO von Assuan.

Eisen. In der nordöstlichen Wüste Egyptens nördlich vom $26^{\circ} N$ sind Eisenerze unter anderm bekannt:

1. am Abfalle der nördlichen Galala zum Roten Meere Toneisenstein in karbonischen Schichten,
2. im W. Araba am Zafarana-Leuchtturme eisenschüssige Sandsteine,
3. am W. Dib Eisenglimmer in Quarzadern mit 76 bis 78% Eisenoxyd,

4. am W. Abu Gerida (alte Straße Gene-Kosseir) Hämatit in basischen Eruptiven und Quarzadern mit 67 bis 82% Eisenoxyd.

Andre Vorkommen finden sich in der südöstlichen Wüste. Im Nil-tale bietet der nubische Sandstein öfter eisenschüssige Lagen von beträchtlicher Ausdehnung, aber ohne Bedeutung. Nur am Kloster Simeon bei Assuan enthalten Sandsteine und Tone zwischen 26 und 79, im Durchschnitt 59,32% Eisenoxyd in Form von ockrigem und erdig-oolithischem Erz.

In der Libyschen Wüste sind die oligozänen Sandsteine der Oase Baharije reich an Brauneisenerzen und Ocker. Auch der nubische Sandstein der großen Oasen enthält Lagen und Knollen von rotem und gelbem Eisenocker.

Kohle. Kohle ist nirgends in abbaubarer Menge festgestellt. Im nubischen Sandsteine sind öfter Kohlenschmitzen und kohlige Schiefer enthalten, ebenso im Alttertiär des Fajum. Bei Abu Rahal östlich Edfu durchsank eine Bohrung drei Lagen bituminöser Schiefer von 17 und 27 cm und von 2 m Dicke, verbunden mit dünnen Lagen bituminöser Kohle.

Bei Dongola wurde ein dünner Lignithorizont in nubischem Sandsteine 9 m unter der Oberfläche durchsunken. Weitere Bohrungen blieben ohne Erfolg.

Petroleum. Seit 1908 ist an der Westküste des erythreischen Grabens von Ras Dib im Norden über Dj. Zeit, Ras Gimsah, die Melaha-Kalk-Kette, das Schar-Plateau bis zum W. Mogher am $26^{\circ} 58' N$ auf Petroleum mit Erfolg gebohrt worden.

Muttergestein ist die miozäne Salzgipsformation, besonders deren an tierischen Resten reiche braune Globigerinenmergel. Ölhaltig sind der nubische Sandstein und poröse miozäne Dolomitkalke.

Die Ausdehnung der Ölregion soll von Ismailia bis Ras Benas reichen, also über eine Entfernung von 800 km. Das Hauptareal liegt bisher zwischen $27^{\circ} 13'$ und $28^{\circ} 10' N$ in 100 km Länge und 5 bis 20 km Breite.

Drei NW streichende, an die Brüche des erythreischen Grabens geknüpfte Ölzonon wurden festgestellt: eine bei Hurghada gegenüber den Djifatininseln, eine zweite auf der NO-Seite von Ras Gimsah mit vier Ölniveaus, eine dritte im Osten des Dj. Zeit.

Bei Gimsah durchbohrte man zunächst eine bis 400 m mächtige Folge poröser dolomitischer Kalke, die die bisherige Ölausbeute deckten. Darunter wurde eine dicke Salzmasse durchsunken, die mit Gipsen und Tonen wechsellagert. Der Ertrag von Gimsah war nicht bedeutend, da dies Gebiet zu stark zerbrochen ist. Es wurden zwar große Brunnen angeschlagen, die aber stets rasch versiegten. Die Felder von Gimsah hatten ihre größte Ergiebigkeit 1911. Nach 1914, wo sie 98000 Tonnen lieferten, erschöpften sie sich.

Darauf wurden die südlicher gelegenen Felder von Hurghada erschlossen. Sie lieferten in den ersten Monaten 1918 270000 Tonnen Öl. Von Hurghada wird es in die Raffinerie von Suez zur Verarbeitung gebracht. Das Öl dieser Region enthält nur 7% Benzin und 15% Leucht-petroleum. Der Rückstand ist sehr dick. Der Schwefelgehalt beträgt 2,34%, Asphalt 10,57%, Paraffin 7,73%.

Phosphate. Die Phosphate Egyptens gehören dem mittleren Senon an. Die Phosphatmassen bestehen aus mehreren Bänken, die reich an Knochen, Zähnen und Koprolithen von Fischen sind.

Die Vorkommen verteilen sich auf die Oasen Dachel und Charge, das Niltal zwischen $25^{\circ} 10'$ und $26^{\circ} 20' N$ und die Küste des Roten Meeres von 30° bis $26^{\circ} 10' N$.

Hier treten sie auf in der Melaha-Kette (mit bis 31% Posphat), im Nachel-Distrikt an der Duwi-Kette westlich von Kosseir (bis 69%) und vor allem im Safaga-Distrikt, der durch eine Eisenbahn mit der Küste bei Port Safaga verbunden ist. Von drei Bänken wird die mittlere abgebaut. Sie erzielt täglich 300 Tonnen Rohphosphat mit 65% Trikalziumphosphat. Die Ausfuhr geht ganz nach Asien.

Gips. Gips ist in verschiedenen Formationen verbreitet, und tritt als rezente Ausblühungen auf.

Im Westen des Nils wird er als diluvialer Lagunenabsatz an der Mariut-Eisenbahn bei Gherbaniat abgebaut. — In pulveriger Form findet er sich in den Ebenen westlich des Nils von Lisch bis zum Fajum. Am Ostufer werden mächtige Bänke ausgebeutet bei Heluan. Die Gips-effloreszenzen am Niltale werden abgegraben und als Dünger und Mörtel verwendet.

Am Dj. Ataka erreicht ein Gipsband an der Grenze von Senon und Eozän eine Dicke von 25 bis 30 m. Die größte Mächtigkeit zeigen die miozänen Gipse am Suezgolfe und Roten Meere, so am Dj. Zeit, Ras Gimsah, Ras Benas. Sie sind teils Umwandlungsprodukte älterer Kalke, teils Eindampfungsmassen.

Salz. An der Mareotis- und Mensaleh-Lagune, an denen des Suezgolfes wird Salz in großen Mengen gewonnen.

Auf die natürliche Saline von Raweija (Rauai) am Vorgebirge gleichen Namens am Roten Meere gründet sich ein bedeutender Salz-export, der vor allem nach Arabien geht. Auf dem flachen Grunde der Lagune scheidet sich wie auf einer Salzpflanne durch Verdampfung des Meereswassers während der Ebbe reines weißes Salz in dicken Krusten ab. Die eintretende Flut hat nicht Zeit, das ausgefällte Salz wieder zu lösen. Denn bevor ihr das gelingt, ist ihr Salzgehalt so konzentriert, daß sie kein neues Salz aufzunehmen vermag.

Natron. Natron findet sich einmal im W. Natrun, wo die Natronsalze seiner Seen von der Egyptian Salt and Soda Company abgebaut werden. Das Profil eines Natronsees wurde oben angegeben. Ferner im Niltale in kleinen Natronseen bei Mahamid, im Delta im Barnugi-See. Schließlich im W. Tumilat, wo man die Natronböden zur Kultur geeignet zu machen versucht durch Bewässerung und Bestreuen mit Gips.

Alaunsalze. Alaunsalze schalten sich in Charge und Dachel in dünnen Streifen den oberkretazischen Schiefern und Sandsteinen ein.

Salpeter. Die Esne-Schiefer des Danikums am Nile zwischen Qene und Mahamid werden von den Fellachen bei Kilabije, Sebaije abgegraben, um das in ihnen enthaltene Nitrat zum Düngen zu gewinnen.

Aus 60 Tonnen Esne-Schiefer werden 18 Tonnen Salze ausgezogen. Dann müssen noch die Nitrate von den Chloriden getrennt werden. Der Ton enthält bis zu 18%, durchschnittlich 8,4% NO_3Na und ebensoviel Kochsalz.

Edelsteine. Aus Talk- und Glimmerschiefern und Quarzbändern in ihnen stammen die trüben Berylle von Sikait, Zabara und Umm Kabu im Küstengebirge, die wenig Wert besitzen.

Klare hellgelbe Chrysolithe kommen von der St. Johns-(Zeberged-) Insel 55 km im SO von Ras Benas aus deren Serpentin.

Literatur

- ALFORD, Ancient and prospective Gold Mining in Egypt. 1900.
 BALL, The geography and geology of South-Eastern Egypt. Cairo 1912.
 —, Topography and geology of the Phosphate district of Safaga. Cairo 1913.
 —, A brief note on the Phosphate deposits of Egypt. Cairo 1913.
 DE BELLEFONDS BEY, L., L'Etaye, pays habité par les Arabes Bicharieh: géographie, ethnologie, mines d'or. Paris 1868.
 BLANKENHORN, M., Über das Vorkommen von Phosphaten, Asphaltkalk und Petroleum in Palästina und Ägypten. Z. f. pr. Geol., 1903.
 FITZLER, K., Steinbrüche und Bergwerke im ptolemäischen und römischen Ägypten. Diss. Leipzig, 1910, 159 S.
 FLOYER, The Mines of the Northern Etbai or of Northern Aethiopia. Journ. R. Asiat. Soc. of Great Britain, 1892, S. 811.
 FOURTAU, Le Gebel Roussas et ses environs. Bull. J. Eg., Le Caire, 1912.
 HUGHES, The Occurrence of Sodium Salts in Egypt, with special reference to Nitrate of Soda. Year-Book of the Khedivial Agric. Soc., Cairo 1905, S. 145.
 HUME, W. F., A preliminary Report on the Geol. of Eastern Desert of Egypt between 22°N and 25°N . 1907.
 —, —, The distribution of Iron Ores in Egypt. Surv. Dep., Paper N. 20, Cairo 1909.
 —, —, Explanatory notes to accompany the Geol. Map of Egypt. Cairo 1912.
 —, —, Report on the Oilfield Region of Egypt. Cairo 1916.
 —, —, The Oilfields of Egypt. Petroleum Times, Jahrg. 1919.
 LIEBENAM, Goldbergbau in Ägypten. Ztschr. f. prakt. Geol., 1902, S. 9.
 LYONS, H. G., Desert south-east of Korosko. Q. J. Geol. Soc., 1897, S. 360.
 MOSSERI, V. M., Les terrains alcalins en Égypte et leur traitement. Bull. J. Eng., 1911, S. 53.
 PACHUNDAKI, Sur les gisements de Gypse du Mariout. Bull. J. Eng., Alexandria, 1911, S. 36.
 SCHNEIDER, O., Der ägypt. Smaragd nebst einer vergleichenden min. Untersuchung der Smaragde von Alexandrien, vom Gebel Sabara und vom Ural. Ztschr. f. Ethnol., 1892, S. 41.
 Geological Survey, Survey Department Public Works Ministry. 1. A Report on the Phosphate Deposits of Egypt. Cairo 1900. — 2. The Phosphate Deposits of Egypt. Cairo 1905.
 WELLS, J., Report on the Department of Mines. 1906.

3. Abessomalien

Gold. Auf dem Boden Abessinians wie Eritreas hat der Goldbergbau eine längere Vergangenheit hinter sich. Er beutete sowohl die im Grundgebirge dieser Gebiete weit verbreiteten goldhaltigen Quarzgänge aus wie auch Seifen.

a) In Abessinien mögen erwähnt werden die Goldregionen von Wallega und am Weriflusse.

Wallega dehnt sich zwischen Didessa und Dabus, Nebenflüssen des Blauen Nils. Das afrizidische, überwiegend granitische, doch reichlich von basischen Gesteinen durchaderte Grandgebirge wird von wenig mächtigen, aber sehr zahlreichen Quarzgängen durchsetzt, die Freigold wie goldhaltigen Pyrit führen. Ihr Gehalt schwankt zwischen 3 und 40 g in der Tonne Gestein. Die Seifen scheinen nicht besonders ergiebig zu sein, obgleich sie von den Eingeborenen emsig gewaschen werden.

Das Gold, das aus Wallega jährlich nach Addis Abeba kommt, soll einen Wert von 480000 bis 800000 Mark haben.

Eine Konzession zur Goldgewinnung wurde von Kaiser Menelik der „Société anonyme des Mines d'or du Wallaga“ verliehen, die besonders am Negio-Berge gebaut hat.

Das nördlich des Weri, eines rechten Nebenflusses des Takasse, etwa zwischen Adua und Adigrat gelegene Gebiet wurde durch das „Sindacato Italiano d'oltre Mareb“ auf Gold untersucht. Die von Intrusivkörpern durchsetzten alten Phyllite enthalten Quarzgänge, deren Goldgehalte nicht ungünstig sein sollen, so besonders bei Adi Heza.

b) In Eritrea findet sich Gold im Becken des Mareb, auf der Hochfläche von Hamasen um Asmara, im Becken des Anseba und Baraka. Die Zone der Goldquarzgänge hat von Norden nach Süden eine Länge von 300, eine Breite von 50 km und bedeckt 15000 qkm Fläche.

Im Mareb-Becken seien die Konzessionen von Cullucu und Dase, Tucul und Torat genannt. Einer der Quarzgänge von Cullucu zeigt Gold sowohl im Quarz der Gangmasse in Kolonnenform, als auch als sehr reiche Imprägnationen in den Salbändern. In diesen reichen Imprägnationen steigt der Goldgehalt auf mehrere hundert Gramm in der Tonne, im übrigen bis zu 60 g.

Andre Ganggebiete sind bekannt von Halai, Cianaudi, Addi Nefas.

Auf dem Plateau von Hamasen wurden die Konzessionen von Zazega und Asmara verliehen. Letztere umfaßt eine ganze Reihe von Bündeln von Goldquarzgangen, so die von Sciumaghelle und Medrizien, die von der „Società Eritrea per le Miniere d'oro“ bearbeitet wurden.

Sciumaghelle liegt 11 km im Nordwesten von Asmara. Ein vielfach gestörter, zwischen Granit und Phylliten eingeschlossener Gang

wurde bis 75 m Teufe erschlossen. Seine Goldführung war sehr wechselnd. Im ersten Abbauniveau fand man 10—13 g Gold pro Tonne, im zweiten 10—70 g; in den tieferen Sohlen sank der Gehalt beträchtlich.

Medrizien ist 4 km von der eben genannten Grube entfernt. Aufgeschlossen wurde der große Nordgang bis auf 78 m Tiefe und auf 650 m Strecke. Der Goldgehalt betrug im Niveau von 25 m 14 g, in dem von 50 m nur mehr 12 g, von einzelnen Anreicherungen abgesehen.

Das Anseba-Becken besitzt Goldregionen im Norden von Keren, so die Bündel von Quarzgängen bei Monaber am linken Ufer des Anseba (Konzession Monaber-Seroa des Sindacato per le miniere aurifere di Cheren). Die Gänge von Monaber streichen einesteils Ostwest und sind steil nach Norden geneigt, anderseits etwa Nordsüd bei flachem Einfallen nach Osten. Der Goldgehalt des Hope-Ganges schwankte zwischen 8—15, des Eldorado-Ganges zwischen 30—80 g pro Tonne.

Produktion: Die Mine von Seroa gab 1905 1500 kg Gold, 1906 7600 kg Erz, 1907 8 kg Gold — die von Medrizien 1907 60 kg, 1908 6, 1909 50 kg — die von Cullucu-Dase 1907 12 kg, 1908 30 kg, 1909 50 kg Gold.

An andern Erzen werden genannt: Kupfererze von Barasio bei Acrur, Eisen- und Manganerze vom Berge Ghedem.

Kohlen. In Abessinien werden Kohlenlager genannt von Debra Libanos, Ankober, Baltschi, Tegulette, Sallale, Debra-Borane, Addis Abeba. Sie werden oft ohne schärfere Unterscheidung als Stein- oder Braunkohlen bezeichnet. In der Hauptmasse handelt es sich um tertiäre Braunkohlen- und Lignitlager. Bei Debra Libanos wird ein Flöz von 20 m Dicke erwähnt. Diese Lager sind im Tagebau gewinnbar. Steinkohle wird von Boro-Meda am Tana-See genannt, vielleicht im Kontakt mit den Trappdecken aus Braunkohle entstanden.

Bei Chelga, 30 km nördlich des Tana-Sees und westlich von Gondar, fand BARRON Lignitlager, die bauwürdig sein sollen. Diese sind entblößt auf einem Gebiete von 13 km Länge und 2—3 km Breite. Sie sind erschlossen durch den Atbara und seine Nebenflüsse und wohl tertiären Alters. Im besten Aufschluß von 78 m Schichtdicke waren bei leichter Schichtneigung entblößt sieben Lagen von Lignit in Mächtigkeiten von 15 bis 53 cm, und vier Lagen unter 15 cm.

Auch aus dem Didessa-Tale, 50 km von seiner Einmündung in das des Blauen Nils, werden Kohlen genannt.

Literatur

- BALDACCI, L., Studio sui Giacimenti Minerari nella Colonia Eritrea. Roma 1910 (Min. degli Affari Esteri).
—, —, Del problema minerario nella Colonia Eritrea. Ist. col. ital., 2. Congr. degli Italiani all'estero. Roma.

- CAPIUS, Sindicato per le miniere aurifere di Cheren. Asmara 1905.
 CAPPACCI, C., Gisements aurifères de l'Abyssinie et de l'Érythrée. Internationaler Kongreß, Düsseldorf 1910.
 CAMBOUL, Rapport sur les travaux des mines aurifères du Wallaga.
 DUNN, STANLEY C. und GRABHAM, G. W., The Coal Resources of the Anglo-Egyptian Sudan and Abyssinia. Coal Res. of the World II, S. 379.
 RIBONI, P., Rapport sur la Concession des Mines d'or du Wallaga. Anvers, Laporte.
 VANNUTELLI, L., L'Allega e l'industria mineraria. L'Italia coloniale, 1903.

4. Ostafrika

Gold. Eine gewisse Bedeutung hat das Vorkommen von Sekenke (Kironda-Mine) im Wembaere-Graben. An der Grenze zwischen einem Quarzdiorit und einem jüngeren quarzarmen Diorit stellen sich in einer, etwa 1 km breiten Zone linsenförmige, mit Pegmatiten verknüpfte Quarzgänge ein. Die steilstehenden, NNW streichenden Quarzlinsen werden bis zu 200 m lang und 3 m breit. Das Gold ist an Pyrit gebunden, der Gehalt sehr schwankend. Das Rohgold enthält Silber im Verhältnis 3 : 1. Ausgebildet ist eine ärmere Oxydations- und eine reichere Zementationszone.

Ausgebeutet wurden 1911 316 kg Feingold und 59 kg Silber, bei einem Durchschnittsgehalt der verarbeiteten Erze von 45,92 g pro Tonne.

Goldvorkommen sind weiter bekannt im Osten und Süden des Viktoria-Sees: so von Ngasamo am Speke-Golfe, von Ikoma als Gold-quarzgänge in Diabasen und Dioriten, von Msalala, Usindja, Ssamuje in Quarzgängen der Eisenquarzschiefer. Ihr Abbau lohnt z. T. nur in bescheidenem Maße, z. T. gar nicht.

Eine, geringe Mengen Gold und Silber haltende pyritische Zone im Gneis wurde bei Tanga nördlich des Sigi-Flusses festgestellt.

Kupfererze sind abbauwürdig nicht bekannt. Am Berge der Perlen im Malagarassgebiet treten auf Klüften und Schichtflächen der Sandsteine der Tanganjika-Formation Anflüge von Malachit und Kupfervitriol auf.

Eisenerze. Die Hundussi-Kuppe im Westen des Uluguru-Gebirges ist das Ausgehende einer mächtigen Magnetitlagerstätte. Die Analyse des Erzes ergab:

Fe_3O_4	65,52
TiO_2	1,85
Al_2O_3	0,16
CaO	0,17
MgO	0,69
Rückstand	80,88
	99,27

Im Südosten dieses Vorkommens treten am Mbakana-Bache reiche Titaneisenerze auf.

Im Livingstone-Gebirge soll in Gneisen des Liganga-Berges eine 10 m mächtige, über 7 km verfolgbare Einlagerung von Magneteisen vorhanden sein, ebenso eine solche am Ligungko-Bache.

Toneisenstein mit 49,95 % FeO, 27,94 % CO₂ kommt in Bänken in der Karru am Ruhuhu vor.

Roteisenstein als 80° S fallender Gang durchsetzt in Upangua die kristallinen Schiefer des Livingstone-Gebirges (mit Fe₂O₃ = 75 %).

In den Samia-Bergen im NO des Viktoria-Sees liegen kieselige phosphatische Eisenerze (mit 41—62 % Eisen) in Taschenform innerhalb einer 60 m dicken, steil SO fallenden Schicht des Kinga-Systems. Auch aus der Umgebung von Kisumu am Viktoria wird von Eisenerzen (56,62 % Gehalt) berichtet.

Manganerze noch unbekannter Güte und Größe der Vorkommen werden aus Britisch-Ostafrika erwähnt.

Andere Erze, wie silberhaltiger Bleiglanz, Schwefelkies, werden nicht selten erwähnt und scheinen recht verbreitet zu sein.

Radioaktive Mineralien. Den Pegmatiten des Uluguru-Gebirges sind, so am Lukwengule, bis 30 kg schwere Kristalle von Pechblende eingewachsen, ebenso Plumbonibit mit Uran-, Thorium- und Heliumgehalt.

Bis 1912 waren 400 kg Pechblende gewonnen.

Monazitsande liegen in der Mkatta-Steppe.

Granaten. Bei Namaputa (Luisenfelde) am Rovuma enthält verwitterter Hornblendegneis in großen Mengen Almandin. Sie wurden kurze Zeit aufgesammelt.

Glimmer. Pegmatite mit Muskovitafeln bis zu erheblichen Größen durchsetzen die Gneise des Uluguru-Gebirges und Usambaras. Im ersteren streichen die Pegmatite meist etwa NS und fallen steil ein. Ihre Mächtigkeit schwankt stark. Der Glimmergehalt wechselt über kurzen Entfernungen. Die Anordnung der Glimmertafeln im Gange ist ganz unregelmäßig. Der Abbau erfolgt im festen Gestein in Tagebauten, vereinzelt auch in Gruben. Der geförderte Rohglimmer verhält sich zum Handelsglimmer wie 3 : 1.

In West-Usambara — bei Mombo, Wilhelmstal — sind die Verhältnisse ähnlich. Hier wurden Glimmertafeln in Größen bis zu 119 : 52 cm gefunden.

Produktion: Ausfuhr 1900		2 806 kg
1905		18 500 „
1911		98 299 „
Wert eines kg 1906		2,87 M
1911		3,54 „

In Britisch-Ostafrika enthalten Pegmatite der Gegend von Kenzi im Norden der Station Sultan Hamud der Uganda-Bahn abbauwürdige Muskovite. Ähnliche Vorkommen sind z. B. in den Ulu-Bergen bekannt.

Graphit. Graphitgneise treten im Uluguru-Gebirge, im Hinterlande von Lindi auf. Erstere enthalten 3,45—8,86 % Graphit.

Graphitschiefer unbekannten Wertes wurden in den Taita- und Ulu-Bergen Britisch-Ostafrikas festgestellt.

Bitumen. Am Nordende des Tanganjika-Sees schwimmen nicht selten Klumpen von Bitumen auf dem Wasser, deren Ursprung und Muttergestein nicht sicher sind. Dies erdwachshaltige Petroleumpech tritt vielleicht aus bituminösen Kalken der Tanganjika-Formation am Seeufer aus.

Auch am Albert-See kommen Bitumina vor.

Kopal. Kopal, das subfossile Harz des Kopalbaumes, wird in sehr geringen Mengen aus den Sandböden von Usaramo, des Muera- und Makonde-Plateaus gegraben.

Steinkohle. Am Njassa-See liegen Kohlenflöze der Karru:

1. am unteren Ruhuhu. Die unbauwürdigen Flöze wechseln selbst in benachbarten Aufschlüssen stark in ihrer Beschaffenheit. Vielleicht sind sie allochthon;
2. am Kavolo-Rücken. Die Flöze halten sich an die mittlere, nur 20 m mächtige Zone des ganzen Karrukomplexes. Sie sind auf eine Entfernung von 15 km verfolgt. Ihr Streichen ist NS bei flachem östlichen Einfallen. Zahl und Dicke der Flöze scheint stark zu wechseln. Die größte Mächtigkeit im Kandetebache betrug 4,84 m. Die Kohle ist meist gasarme Magerkohle, selten Fettkohle. Sie ist nur von mittlerer Güte, die mittels einfachen Betriebes ausbeutbare Menge gering.

Kohlenführende Karru ist weiter festgestellt:

1. im Rukwa-Graben. Näheres ist nicht bekannt;
2. am Uluguru-Gebirge. Am Osthange wurden am Ruvu Kohlenlagen erschürft;
3. am Sumbadzi. Ein dünnes Flöz zeigt gute Kokskohle;
4. bei Kidodi (westlich von Kissaki in Nähe des Ruaha). Die stark gestörten, graphitähnlichen Flöze schwanken in ihrer Mächtigkeit zwischen 30 und 115 cm. Die Kohle ist sehr aschenreich und gleicht mehr einem Kohlenschiefer.

In Britisch-Ostafrika ist in der Karru im Küstenhinterland ausbeutbare Kohlenführung bisher nicht gesichert. Immerhin fand man in einem Einschnitt der Uganda-Bahn in Kohlenschiefern der Taru-Schichten Kohlenblöcke.

In Britisch-Njassaland führen die kleinen Karruschollen meist Kohlen. Ihre Flöze sind linsenförmig, im Charakter sehr unbeständig.

Ihre Dicke erreicht in der Nkana-Gegend über 6,5 m. Am Mount Waller am Njassa-See ist die kohlenführende Zone erschlossen im Rumpi-Tale. Sie enthält drei Flöze von 60 cm, 1,5 m und 8 cm Dicke. Ihre Kohlen sind besser wie die der übrigen Vorkommen. Das Koksausbringen dieser beträgt 71—75 %. Analysen zeigen:

Flüchtige Bestandteile	28,11 %
Fixer Kohlenstoff	59,76 „
Wasser	1,25 „
Asche	10,88 „
Schwefel	9,64 „

Kochsalz. Erwähnenswert sind die Salzquellen von Gottorp am Malagarassi. Die Quellen entspringen aus Diabasgängen des Grundgebirges, das von Tanganjika-Sandsteinen überlagert wird. Ihr Salzgehalt beträgt 15—19 %. Das Salz entstammt entweder der Auslaugung salzführender Schichten der Tanganjika-Formation oder von salzführenden Steppenböden.

Produktion 1905	21 850 Zentner
1910	36 530 „

Soda. Soda ist der einzige, in nennenswerten Mengen in Britisch-Ostafrika gewonnene Bodenschatz. Es findet sich in großen Massen am Magadi-See in der Tiefe des Naivasha-Grabens. Die Magadi Soda Company hat von Magadi Junction der Uganda-Bahn eine Stichbahn hinab zum See bauen lassen.

Das Soda ersetzt sich nach seinem Abbau sehr bald wieder. Über seinen Ursprung wurden verschiedene Ansichten vertreten: wahrscheinlich wird es durch die heißen Quellen der Seeumgebung emporgebracht (Gehalt einer solchen: $\text{NaCl} = 0,675\%$, $\text{Na}_2\text{SO}_4 = 0,013\%$, $\text{Na}_2\text{CO}_3 = 0,915\%$, $\text{HNaCO}_3 = 0,672\%$; $= 2,275\%$).

Literatur

- BORNHARDT, W., Zur Oberflächengestaltung und Geol. Deutsch-Ostafrikas. Berlin 1900.
 DANTZ, A., Die Reisen des Bergassessors Dr. DANTZ in D.-Ostafrika in den J. 1898, 1899, 1900. Mitteil. aus den deutschen Schutzgebieten, 1902, 1903.
 —, —, Aus einem Berichte des Bergassessors Dr. DANTZ über die Steinkohlenlagerstätte am Muegabache (Kandetebach) nordwestlich des Nyassasees. Deutsches Kolonialblatt 1900, S. 185.
 Die deutschen Schutzgebiete in Afrika und der Südsee. Jahrgang 1911; 1912, S. 34; 1913, S. 34.
 EVANS, J. W., The Coal Resources of the East Africa Protectorate. Coal Res. of the World, II, S. 381.
 —, —, The Coal Resources of Nyassaland. Coal Res. of the World, II, S. 401.
 Geol. Survey of Tanganjika Territory. Final Report. London 1922.
 Jahresbericht über die Entwicklung der deutschen Schutzgebiete. Jahrgang 1899, S. 52; 1900, S. 207, 221; 1901, S. 100; 1902, S. 28; 1903, S. 23, 32—34; 1904, S. 21, 32—36; 1905, S. 23, 31—34; 1906, S. 29; 1907, S. 28; 1908, S. 43; 1909, S. 53.

- Glimmer in D.-Ostafrika. Deutsches Kolonialblatt 1906, S. 677.
- KUNTZ, J., Beitrag zur Geologie der Hochländer D.-Ostafrikas mit besonderer Berücksichtigung der Goldvorkommen. Zeitschr. f. prakt. Geol. 17, 1909, S. 205.
- LOMMEL, Graphitgneis aus dem Ulugurugebirge. Der Pflanze 4, 1908, S. 233.
- MARCKWALD, W., 1. Über Uranerze aus D.-Ostafrika. Centralbl. f. Min. 1906, S. 761;
2. Über Uranerze aus D.-Ostafrika, Neue Zeitschr. f. Min., Geol., Pal. I, 1910, S. 3—6.
- RANGE, P., Neue Glimmerlagerstätten in D.-Ostafrika. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 64, 1912, Monatsber. S. 372.
- ROCCATI, A., I Minerali utili dell' Uganda (Africa orientale Inglese). Boll. Soc. geol. Ital. 28, 1909, S. 23.
- STUTZER, O., Über Graphitgneis aus dem Hinterlande von Lindi in D.-Ostafrika. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 62, 1910, Monatsber. S. 421.
- TORNAU, F., Die Goldvorkommen D.-Ostafrikas, insbesondere Beschreibung der neu entdeckten Goldgänge in der Umgegend von Ikoma. Ber. Land- u. Forstwirtschaft D.-Ostafrikas 2, 1906, S. 265.
- , —, Die nutzbaren Mineralvorkommen, insbesondere die Goldlagerstätten D.-Ostafrikas. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1907, S. 59.
- , —, Zur Geol. des mittleren und westlichen Teiles von D.-Ostafrika. Beitr. z. geol. Erf. d. deutschen Schutzgebiete, Heft 6, 1913.

5. Madagaskar

Gold. Gold findet sich auf primärer und sekundärer Lagerstätte.

Die erstere Art des Auftretens teilt sich wieder in zwei Gruppen. Die erste Gruppe umfaßt Vorkommen, die über die ganze kristalline Region verteilt sind. Sie sind gleichalt mit dem, von granitischen Magmen ausgehenden Metamorphismus der sie tragenden kristallinen Gesteine und nie echt gangförmig, sondern imprägnationsartig, höchstens mit schichtähnlich eingeschalteten Quarzbändern verknüpft. Ihr Gold ist hochwertig.

Die zweite Gruppe dagegen ist beschränkt auf die Grenze zwischen den kristallinen Schiefern und den sedimentären Gebieten des Nordens. Sie enthält echte Gänge. Das Gold ist immer sehr silberhaltig (Elektron). Diese Gänge sind die einzigen goldführenden der Insel. Denn die Quarzgänge des kristallinen Massivs sind goldfrei.

Viel zahlreicher und wichtiger sind die sekundären Lager, die z. T. in der Nähe der goldhaltigen Muttergesteine liegen, z. T. aber auch in Gegenden, wo jene unbekannt sind. Es lassen sich hier eluviale Vorkommen und Seifen trennen.

Die Verbreitung der Goldvorkommen Madagaskars kann nicht im einzelnen gegeben werden. Jedenfalls herrscht in der Zahl der Fundpunkte das kristalline Gebiet durchaus vor. In der Westregion handelt es sich um Seifengold.

Primäres gediegenes Gold der ersten Gruppe findet sich z. B. in Biotitgneisen (Mandraty, Antsolabato), Glimmerschiefern. Magnetit-

quarziten. Graphitquarziten. Pyroxengneisen. Amphiboliten. Marmoren. Pegmatiten, wie in den aus diesen hervorgehenden Verwitterungserden.

Zu der Gruppe der echten Goldgänge zählt die (tertiäre?) Lagerstätte von Andavakoera. Hier wird die Grenzregion zwischen Zentralmassiv und Trias in einer Breite von 300 m von sehr zahlreichen NO-Brüchen durchschnitten. Die goldführenden Quarzadern, die vielfach diesen folgen, durchschneiden beide Gesteinsgruppen in gleicher Weise, und werden wieder von NS-Gängen durchsetzt. Ihre Dicke wechselt stark, ebenso der Goldgehalt. Die Gangquarze sind hydrothormaler Entstehung. Andere Mineralien nehmen an der Gangfüllung teil.

Das Gold von Andavakoera ist reich an Silber: die Extreme sind 658—765 auf 1000 Teile.

Unter den sekundären Vorkommen enthalten die im Eluvium Goldbrocken wechselnder Größe. Goldklumpen, häufig an der Küste im Osten der Insel, erreichen Gewichte von 600—750, ja 1000 gr.

Die Seifen lassen verschiedene Typen erkennen:

- a) alte, bis 60 m hoch über den heutigen Talsohlen gelegene.
- b) rezente, teils aus umgelagerten alten gebildet, teils gegenwärtig abgesetzt. Die älteren sind meist die ärmeren. Das Gold liegt am reichsten nahe der Sohle der Seifen. Ihr Gehalt an Plättchen oder Klümpchen ist meist nicht erheblich. Seifen der Westregion liegen bei Maroaboaly am Bemarivo, im Becken der Betsiboka, auf dem Plateau von Ankara, bei Majunga, im Ambongo-Massiv.

Die Produktion betrug von 1897—1921 42 129 952 kg.

Gewonnen wurden: 1897	79 116 kg
1900	1 114 503 „
1905	2 370 000 „
1910	3 234 932 „
1915	2 078 472 „
1920	518 772 „

Platin. Platin findet sich in den Alluvien einiger Flüsse. Die Ausbeute ist ganz geringfügig.

Silber. Silber kommt mit silberhaltigem Bleiglanz häufig vor, wird aber kaum gewonnen. Die größte Menge Silbers kommt aus den Goldquarzgängen von Andavakoera.

Kupfer. Kupfer besitzt eine gewisse Bedeutung als Kontaktlagerstätte bei Ambatofanghana. Die kupferführende Zone liegt nahe am Granit, aber ausschließlich in der angrenzenden Kalk-Quarzit-Serie, besonders in den Kalken. Abgebaut werden oberflächliche Erzanreicherungen durch Sickerwässer mit Erubescit und Chalcopyrit.

Blei- und Zink-Vorkommen scheinen arm an Erzen zu sein.

Nickel ist gefunden bei Valojoro im Süden von Ambositra und am Berge Vohitsitandanitra. Die Nickelerze entstammen aus der Verwitterung von Serpentin. Das erstere Vorkommen ist auf 375 000 Tonnen Erz geschätzt.

Eisen. Die Eingeborenen verwenden als Eisenerz den Limonit der Verwitterungsböden, besonders über den Magnetitquarziten. Diese selbst bilden das wichtigste Eisenerz der Insel, so bei Ambatolaona 60 km von Tananarive, wo der mittlere Gehalt der abgebauten Massen an Erz zwischen 20 und 30% schwankt.

Edelsteine. Edelsteine liegen an primärer. — in granitischen Pegmatiten oder ihren, zumeist ausgebeuteten Eluvien — wie an sekundärer Lagerstätte.

Beryll in allen möglichen Farben wird sehr gesucht und bildet die Hauptausschüttung an Edelsteinen. Reine Kristalle bis 30 kg Schwere wurden angetroffen. Die Hauptfundstellen liegen in den Distrikten Betafo und Antsirabe.

Korund ist als Edelstein (Saphir) selten. Für die Schleifmittelindustrie wird er besonders im SO von Antsirabe abgebaut. Er kommt als Kristalle in Glimmerschiefern oder mit ihnen verbundenen Feldspatgesteinen vor, oder als kompakte Massen („Korindonit“) in Alluvien. Der sehr gesuchte Industriekorund wird nur im Eluvium oder in Alluvionen abgebaut. Seine Verarbeitung zu Schleifmitteln erfolgt in Europa. Gewonnen wurden:

1910	11 Tonnen
1913	1 098 „
1915	327 „
1920	522 „

Die Uranium- und Radium-haltigen Mineralien Madagaskars (Fergusonit, Euxenit, Betafit und andere) kommen in ursprünglicher Form als Bestandteile von Kalipegmatiten vor, oder verwittert als Autunit. Von den genannten besitzt wirtschaftliche Wichtigkeit der Euxenit, vor allem der Betafit. Er wird gewonnen bei Ambatofotsy aus einem verwitterten Pegmatit im Gneis. Die Betafitblöcke erreichen Gewichte bis zu 100 kg. Bisher wurden 20 Tonnen Betafit gewonnen.

Produktion 1920: 5149 kg. Gehalt des Betafit: 17,7 bis 28% U_3O_8 .

Monazit enthalten zahlreiche goldführende Alluvionen, so am Mananjary (mit 10% ThO_2).

Glimmer. An Glimmer ist Madagaskar sehr reich; es wird in seiner Gewinnung eine bedeutende Stellung einnehmen. Die Laterite, in denen die Lagerstätten liegen, erleichtern die Ausbeutung, obwohl die nahe der Oberfläche liegenden Tafeln unbrauchbar sind.

Muskovit stammt aus an Beryll und Turmalin reichen Kalipegmatiten. Er bildet oft große Massen in ihnen. Die Hauptvorkommen

stehen in den Regionen Betafo, Ankazobe, Ambatondrazaka am Alaotra-See. Sie geben teilweise guten Glimmer.

Phlogopit liegt in Pegmatitadern, die Pyroxenite durchsetzen, oder in Gängen von Pyroxengesteinen, die kristalline Kalke durchadern. Abgebaut wird er bei Volonandrongo, im äußersten Süden, so bei Fort Dauphin. Neben Canada versorgt Madagaskar den Weltmarkt mit Phlogopit.

Produktion: 1908	500 kg
1915	1 163 „
1920	49 521 „
1921	140 710 „

Graphit. Graphit ist neben Gold der wichtigste Bodenschatz der Insel. Er wird nur aus Gneisen und Glimmerschiefern, und zwar aus deren dicken Verwitterungsmassen gewonnen, so daß die Abbaubedingungen sehr günstig sind.

Graphitlager sind weit verbreitet. Ausgebeutet werden die Vorkommen der Hochplateaus besonders in den Provinzen Itasy, Vakin Ankaratra, Ambositra und Fianarantsao, an der Ostküste zwischen dem Breitenkreise von Tenerive und der Mündung des Mananjary in der Provinz Tamatave. 1921 bestanden 1316 Schürfbewilligungen.

Die Gewinnung erfolgt im Tagebau durch Gräben. Auf den Hochplateaus werden Lager mit einem Gehalte an Graphit von 8%, an der wasserreichen Ostküste von 5% Mindestgehalt ausgebeutet. Der besonders von Quarz und Glimmer gereinigte Graphit zeigt sich als kleine Schüppchen, die bis zu einem Zentimeter groß werden, oder ausnahmsweise als kleine Körnchen.

Die Qualität ist vorzüglich. Der madagasische Graphit rivalisiert mit dem von Ceylon. Seine Reinheit an Schwefelverbindungen und Kalk befähigt ihn besonders zur Herstellung von Schmelztiegeln. Die reinsten Typen verwendet die elektrische Industrie.

Produktion: 1907	8 Tonnen
1910	545 „
1915	4 051 „
1920	14 425 „

Steinsalz ist nicht vorhanden. Verwendet wird nur Seesalz.

Phosphate liegen auf den kleinen Koralleninseln wie Gloriosio, Juan de Nova, Barren-Inseln, Europa. Es handelt sich nicht um Guano, sondern um Phosphorite.

Asphalt. Asphalt ist seit langem als auf Spalten der triasischen Sandsteine aufdringend bekannt. Daraufhin wurde auf Petroleum gebohrt, auf das Schürffelder von 300 000 Hektar begeben sind, während sich der Staat 1 800 000 Hektar vorbehielt.

Folgende Erdölzentren sind bekannt: Ranohira-Becken des Manambolamaty; hier ist von französischen und englischen Gesellschaften ge-

bohrt und Öl und Salzwasser gefunden worden — Becken des Ranobe — Region von Ananalava.

Kohlen. Kohlen schalten sich in die permischen Schichten im Onilahy-Becken ein. Im Norden des Onilahy bei Ambohibaty sind nur dünne Kohlenschmitzen bekannt, während im Süden von Benenitra die Flöze dicker werden: vier von 60, 10, 60 cm und 2,50 m Mächtigkeit sind bekannt. Die Kohlen sind jedoch aschen- und pyritreich.

Literatur

- BERNET, E., Les gisements aurifères lateritiques du Nord-Ouest de Mad. Bull. soc. géol. de Fr., 1916, S. 439.
- BONNEFOND, F., Les Gisements de Charbon de Madagascar. Coal Res. of the World, II, S. 417.
- BONNEFOND, Rapport sur le gisement de charbon du Janapera, province de Betroka. Bull. écon. de la colonie de Mad. 11, 1911, S. 123.
- BORDEAUX, Les mines d'or de la région d'Andavakoera. Rev. univ. Mines et métall. Liège-Paris, 30, 1910, S. 46.
- BORIE, L., Notice sur le graphite de Mad. Bull. écon. de la colonie Mad. 14, 1914, S. 149.
- CONTANCIEL, P., Note sur les graphites de Mad. Bull. Ind. Min., 1912, S. 505.
- DÉGOUTIN, N., Sur quelques gisements d'or filonien de Mad. Bull. Ind. Min., 1906, S. 227—235.
- DUMAS, L., La question de pétroles. Bull. écon. de la colonie de Mad. 19, 1922, S. 5.
- DUPARC, L., Sur les sables noirs de Mad. et leur prétendue richesse en platine. Arch. Sc. Phys. et Nat.; Genève 1914, S. 37.
- EVESQUES, Étude sur les hydrocarbures de l'Ouest de Mad. Bull. écon. de la colonie de Mad. 18, 1921, S. 3.
- LACHROIX, A., Sur les gneiss aurifères de Mad. Bull. Soc. Min., Paris 23, 1900, S. 243.
- , —, Sur l'origine de l'or à Mad. C. R. Ac. Sc. Paris 182, 1900, S. 180.
- , —, Les richesses minérales de Mad. Rev. sc. Paris 1913.
- , —, Les gisements de l'or dans les Colonies franç. Paris, Challamel, 1918.
- , —, Les industries minérales non métallifères de Mad. Rev. Sc. Paris 1920, 58.
- , —, Les pierres de Mad. Rev. Sc. Paris 1921, 59.
- LAUNAY, L. DE, Les filons d'or et les roches éruptives de la région d'Andavakoera à Mad. Bull. Soc. Géol. Fr. 1910, S. 428.
- LAVILA, L., Le Mica à Madagascar. La Revue Franç. des Industries du Sous-Sol., 1923, S. 596—600.
- LEVAT, D., Richesses minérales de Mad. Paris 1912.
- , Le pétrole de Mad. Ann. des Mines, Paris 1923, S. 1.
- MERLE, A., Les gisements aurifères du Nord de Mad. Annales des Mines, Paris, 17, 1910, S. 478.
- , —, Explorations minières dans le centre et l'Ouest de Mad. Paris 1912.
- MERLE, A., und N. GAULT, Les hydrocarbures naturels et la question pétrole à Mad. Chimie et Ind., 1923.
- RIGAUD, GUINARD et THIBON, Exploration du terrain houillier de la côte Nord-Ouest de Mad. Bull. Ind. Min., 1889, S. 503.
- SHALLEY, J. W., Graphite in Mad. Mining Mag. 14, 1916, S. 324.
- VILLIAUME, M., Rapport sur les recherches de gîtes de combustible minéral et de métaux utiles à l'industrie entreprises dans le Nord-Ouest de Mad. Bull. écon. de la colonie de Mad., 1903, S. 15.

Nachträge

Auf einige Werke, die erst während des Druckes zugänglich wurden oder neu erschienen sind, und so im Text nicht mehr genügend berücksichtigt werden konnten, sei hier — geordnet nach den Kapiteln der Geologie Afrikas — in Kürze hingewiesen.

Zum 5. Kapitel: Merkmale der großen geologischen Regionen.

Zu S. 49: Daß die angenommene — neuerdings aber öfter angezweifelte — engere Zusammengehörigkeit von Rif-Atlas und Betischer Kordillere zu Recht besteht, lehrt der Schwerezustand dieser Faltengebirge. Die Linien gleicher geoidaler Schwere ($\sigma_0 - \gamma_0$) ziehen entsprechend der großen Krümmung beider Gebirge ungestört über die Straße von Gibraltar hinweg, jene zu der geotektonischen Einheit des Gibraltar-Bogens verbindend¹⁾.

Zum 6. Kapitel: Syrien.

Zu Syrien: KOERT²⁾ bringt wesentlich Neues zur Geologie der Umgebung von Aleppo, für die Strecke zwischen Aleppo und Hama. Weiße senone Schreibkreide bildet den Untergrund Aleppos. Sie wird auf allen Seiten inselartig von diskordant angelagertem marinem Miozän der Tortonastufe umgeben. In der Basis des Miozäns kommen Gerölle der in der Nähe anstehenden Basalte vor. Diese — doleritische Feldspatbasalte, vielleicht Nephelinbasanite — sind also altmiozän oder ?oligozän. Die Basalteruptionen wiederholten sich mehrfach.

Zwischen Aleppo und Hama stehen Miozän, Basalte, Eozän (so Alveolinenkalk bei Marhadat), Kreidekalke an.

Mächtige diluviale Schotterlehme und Nagelfluhen wurden am Bekaarande des Antilibanon bei Rajak gefunden. Sie sind von sehr jungen Grabenverwerfungen am Wadi Jafufe und Sahaur zerschnitten.

Im südlichen Libanon, und zwar im Zuge des Dj. Kneysseh-el Harf, wurde in dem, den Jura überlagernden Sandsteinkomplex des nubischen Sandsteins aus Dysodilen *Weichselia reticulata* gefunden, eine charakteristische Pflanze des Weald-Neokom. Der wealdartige Charakter der Folge wird betont. Damit ist ein wichtiger Fortschritt in der Altersdeutung des nubischen Sandsteins erzielt.

Im Ostjordanlande wurden bei Amman schöne Faltungen des Syrischen Bogens beobachtet. — —

¹⁾ A. BORN, Schwerezustand und geolog. Struktur der Iberischen Halbinsel. Abhandl. d. Senckenberg. Naturf. Ges. 39, Heft 1, 1925.

²⁾ W. KOERT, Geol. Beobachtungen in Syrien und Palästina während des Feldzuges 1917/18. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1925, S. 1.

Zu S. 63: Jura im Jordantale. Der vom Jabok-Tale erwähnte Mitteljura ist nun von COX und HELEN WOOD¹⁾ beschrieben worden. Er ist an der Einmündung dieses Tales in die Jordanebene entblößt und zeigt sich als unreiner gelblicher Kalk, eingelagert in „nubischen Sandstein“. Auch Eisenoolith kommt vor. Die Fossilien weisen auf die Bajoux- und Bath-Stufe. Jüngerer Jura wurde nicht festgestellt, ist aber wahrscheinlich auch vorhanden.

Die Fauna erinnert sehr an die der gleichen Stufen aus der Isthmus-Wüste. Brachiopoden und Muscheln überwiegen. Genannt werden: *Cymatorhynchia quadriplicata*, *Lobothyris ventricosa*, ?*Heimia jabbokensis* aus dem Oberbajoux, *Eudesia cardium*, *Burmiorhynchia tumida* (= *Rhynchonella concinna* DAV.), *Heimia furciliensis*, *Avonothyris jordancensis* des Bath. Ferner an Muscheln: *Ostrea jabbokensis* und *israelis*. *Heligmus asiaticus*, *Mytilus asper*, *Pholadomya gibbosa* var. *asiatica*, Trigonien.

Zum 8. Kapitel: Abessomalien.

Zu S. 186, 204: Somalien. Über Schichtfolge und Bau des Britischen Somalilandes um Berbera gibt WYLLIE²⁾ folgendes Bild.

Über dem afrizidischen Grundgebirge liegen:

1. Decken basischer Laven.
2. Verschieden gefärbte Sandsteine (Adigrat).
3. Jura:
 - a) dünnbankige Kalke mit Fossilien; oben massiger Korallenkalk; 70 m;
 - b) kalkige Tone und Schiefer mit dünnen Lagen toniger Kalke; Muschelbänke mit *Parallelodon*³⁾; 170 m;
 - c) feste graue Kalke mit Belemniten; 100 m;
 - d) Tone und Schiefer wie zu b); die Schiefer oft gipsig. Mit Ammoniten und Belemniten; 560 m;
 - e) dünnschichtiger grauer Kalk; 200 m.
4. Nubischer Sandstein der Kreide: graue oder weiße, buntfleckige Sandsteine mit gelegentlichen Kalkbändern und kohligen Schiefern. Pflanzenführend. Mit leichter Unkonformität auf dem Jura. In der Goliskette direkt auf Grundgebirge; 1700 m.
5. Eozän:
 - a) unten massige Kalke mit Hornsteinen, 100—130 m;
 - b) oben dünnschichtige kreidige, auch tonige Kalke.
6. Gips-Anhydrit-Schichten. Über Eozän am Fuße der Hügel vor dem Somaliplateau. Mit tonigen Lagen, wenigen Kalk- und Sandsteinbänken; 660 m.
- 7a. Daban-Schichten. Wohl 4000 m mächtige Serie von Tonen und weichen Sandsteinen. Gips überall vorhanden. Braune kohlige Schiefer mit unreinen Ligniten an der Basis und in der Mitte des Komplexes. 500 m über der Basis Sandsteine mit Mollusken, 100 m höher eine weit aushaltende Lage mit verkieselten Hölzern.
- 7b. Shabell-Schichten. Graugrüne oder rote Sandsteine, purpurbraune Tone, oft gipsig; 660 m. Darüber nochmals 170 m rote, kreuzgeschichtete Sandsteine.

Daban- und Shabell-Schichten stehen wohl in enger Verbindung.

¹⁾ LESLIE R. COX, A Bajocian-Bathonian Outcrop in the Jordan Valley, and its Molluscan Remains. *Annals and Mag. of Nat. Hist.*, 15. Bd., S. 169, 1925. — HELEN M. MUIR WOOD, Jurassic Brachiopoda from the Jordan Valley. *Annals and Mag. of Nat. Hist.*, 15. Bd., S. 181, 1925.

²⁾ B. K. N. WYLLIE and W. R. SMELLIE, The Collection of Fossils and Rocks from Somaliland. Mit Beiträgen von J. W. GREGORY, ETHEL D. CURRIE, W. N. EDWARDS, AGNES T. NEILSON, R. BULLEN NEWTON, L. F. SPATH, J. WEIR. *Monographs of the Geol. Dep. of the Hunterian Mus. Glasgow Univ.* Glasgow 1925.

³⁾ Die paläontologischen Bearbeitungen waren mir noch nicht zugänglich.

- 8a. Daban-Konglomerat. Gerölle aus eozänen Kalken mit Sandsteinlagen; 170 m. Oft unkonform über den Shabell-Schichten.
- 8b. Dubar-Schichten. Korallenkalke; Konglomerate, Sande, Tone hinter der Küste. Bis 200 m über den Meeresspiegel ansteigend. Hierher gehört der „Dubar-Kalk“, ein junger Korallenkalk. Meist horizontal liegend, von den Grabenbrüchen kaum mehr gestört.
9. Laven. Im SW von Berbera ein Plateau aus dicken Basaltlagern. Jünger als die Hauptgrabenbrüche.
10. Quartär. Gehobene Riffe und Strandablagerungen an der Küste.

Danach erfährt vor allem die Gliederung des Tertiärs eine wesentliche Bereicherung gegenüber der oben (S. 190) gegebenen Darstellung. Das bisher als solches gedeutete Eozän des Eilo-Berges dürfte eher Jura sein.

Der Bau des Gebietes fügt sich der aus den übrigen Teilstücken des erythräischen Grabens beschriebenen Bruchtektonik durchaus ein. Eine Fülle von Brüchen durchsetzen es. Herrschend sind das erythreische und somalische Bruchsystem in einem sich vielfältig kreuzenden Netzwerk von Sprüngen. Dazu gesellt sich ein meridionales, das dem abessinischen Hauptabbruch parallel geht. Das Somaliplateau sinkt durch Staffelbrüche allmählich von 1700 m Höhe auf 330 m nahe der Küste ab. Der äußerste Südrand des Adengrabens hinter Berbera ist die tektonische Fortsetzung des Abbruches von Harrar hinab nach Afar.

Zu S. 194, 210: Afar. VINASSA DE REGNY fand (1919) dem einen der Krater des doppelgipfeligen Erta-ale an der Dankalischen Depression eine 70 m hohe Rauchsäule entsteigen. Auch der nördlicher gelegene Kebrit-ale der vulkanischen Kette der Erta-ali soll rauchen. Die tiefste Stelle der Depression wurde am neu entdeckten Afreda-See am Fuße des Afreda-Vulkanes zu 140 m u. d. M. gemessen. — Die Höhe des bei der Besteigung völlig ruhigen Vulkans Dubbi wurde zu 1560 m festgestellt.

Im Literaturverzeichnis ist nachzutragen:

MANASSE, E., Contribuzioni allo Studio Petrografico della Colonia Eritrea. Siena 1909.
—, —, Rocce della Somalia Italiana, raccolte dalla Missione Scientifica Stefanini-Paoli. Pisa 1916.

Zum 9. Kapitel: Ostafrika.

Zu S. 311 (Tendaguru):

RECK, H., Grabungen auf fossile Wirbeltiere in Deutsch-Ostafrika. Geol. Charakterbilder, Heft 31, Berlin 1925.

HENNIG, E., Kentrirosaurus aethiopicus. Die Stegosaurier-Funde von Tendaguru, Deutsch-Ostafrika. Palaeontographica, Suppl.-Bd. 7, Stuttgart 1924.

Druckfehlerberichtigungen

- Seite 8, Zeile 20 lies Tiefseesande
" 41, " 20 " Lukuga
" 64, " 18 " Kingena
" 67, " 29 " *Exogyra flabellata*
" 143, " 3 von unten lies basaltisch
" 143, Analysen lies Riebeckitquarzkeratophyr
" 144, Zeile 22 " Araucarioxylonbank
" 156, Abbild. " Gehannem
" 157, Zeile 21 " Bostonit
" 182, " 28 " Dongolo
" 190, " 33 " Eilo-Berg
" 215, Überschrift lies abessinisch.

Verzeichnis der Abbildungen

Abbildungen

I. Teil: Physiographie Afrikas

	Seite
Fig. 1. Tiefseebecken in der Ozeanumrahmung Afrikas	7
„ 2. Die Ketten des Kapgebirges	14
„ 3. Die Hauptketten des Atlas	18
Tafel I. Karte der Höhengschichtung in Afrika	Zu S. 10
„ II. Karte der natürlichen Landschaften Afrikas	„ „ 19

II. Teil: Grundlinien der Geologie Afrikas

Fig. 4. Die Gitterstruktur der Schwellen und Becken auf Festland und Meeresboden	26
„ 5. Oman- und Indusbogen und ihre Überkreuzung durch den Orogenen Ring	35

III. Teil: Regionale Geologie der Großregionen

6. Kapitel: Syrabien

Fig. 6. Kambrium über Präkambrium am W. Saramudj	59
„ 7. Küstenterrassen am Golfe von Akaba	74
„ 8. Ezzan, Südarabien (Photogr.)	81
„ 9. Basaltkegel im Krater des Tabab, Südarabien (Photogr.)	82
„ 10. Vulkan von Aden (Photogr.)	83
„ 11. Zwei Profile zur Tektonik am Ostrande des Akaba-Grabens	86
„ 12. Karte der Schwerstörungen am Graben des Roten Meeres	92
„ 13. Tektonik (Karte) des Erythreischen Grabens bei Kosseir am Roten Meere	94
„ 14. Karte der Bruchtektonik am Westrande des Erythreischen u. Suez-Grabens	95
„ 15. Zwei Profile durch den Suez-Graben	98
„ 16. Profil durch das Miozän am östlichen Suez-Graben	100
„ 17. Kartenskizze der Faltungsregion am östlichen Mittelmeere mit dem Syrischen Bogen	101
„ 18. Die Falten des Syrischen Bogens in der Isthmus-Wüste	103
„ 19. Dj. Yellek, Isthmus-Wüste (Photogr.)	104
„ 20. Jurakern des Dj. Maghara (Isthmus-Wüste) (Karte)	105
„ 21. Ausklingen des Syrischen Bogens bei Maan	107
„ 22. Magnetische Verhältnisse am Graben des Toten Meeres	111
„ 23. Geologische Karte der Gebirge Mittelsyriens	113
„ 24. Überschiebung des Damaskus-Bogens über die Damaszene	116

Taf. III.	{	Landschaft am Ostrande des Wadi Araba	Zu Seite 109
		" " " " " " " " " " " "	109
" IV.	{	Das Tote Meer	" " 109
		Der Jordan-Graben	" " 109
" V.	{	Kulturland und Dünen bei Haifa	" " 114
		Schichtstufenlandschaft bei Saris	" " 114
" VI.	{	Landschaft bei Nebi Musa	" " 114
		Der Libanon mit Schneedecke	" " 114
" VII.		Reihe von Profilen durch den Syrischen Grabenzug	" " 116
" VIII.		Geologische Karte von Syrabien	" " 116
Titelbild: Wadi Araba			

7. Kapitel. Egnubien

		Seite
Fig. 25.	Geologische Karte des ersten Nilkataraktes bei Assuan	128
" 26.	Nilkatarakt bei Wadi Halfa (Photogr.)	129
" 27.	Profil vom Niltale zum Roten Meere	135
" 28.	Profil im Wüstenplateau westlich Baharije	136
" 29.	Die Faltungsregion von Abu Roash (Karte)	137
" 30.	Der Hassana-Dom im Massiv von Abu Roash (Photogr.)	138
" 31.	Profil vom Dj. Geneffe über Dj. Schebrauet nach Norden	139
" 32.	Die Antikline des Wadi Araba	140
" 33.	Der Mokattam bei Kairo	150
" 34.	Stufenrand der Qasr es-Sagha-Schichten, Fajum (Photogr.)	151
" 35.	Verkieselte Baumstämme, Fajum (Photogr.)	152
" 36.	Diluvialterrassen am Ausgange des Wadi Qene ins Niltal	155
" 37.	Isolierte Düne bei Gar el-Gehannem, Fajum (Photogr.)	156
" 38.	Geologische Karte der Oase Baharije	161
" 39.	Dj. Quatrani und Birket el-Qurun	162
" 40.	Moeris-See und Birket el-Qurun	163
" 41.	Lehmtenne in der Libyschen Wüste bei Gara (Photogr.)	165
" 42.	Abstieg vom libyschen Wüstenplateau nach Areg (Photogr.)	165
Taf. IX.	Paläogeographische Karten von Unteregypen	Zu Seite 154
" X.	{ Nilhochflut und Wüste bei den Pyramiden von Gizeh	" " 160
	{ Der erste Katarakt des Nils bei Assuan	" " 160
" XI.	{ Blick vom nördlichen Steilrand der Oase Chargeh nach Süden	" " 160
	{ Nordrand des Oasengebietes von Chargeh	" " 160
" XII.	Geologische Karte von Egypten	" " 176

8. Kapitel. Abessomalien

Fig. 43.	Zwei Schnitte durch Abessomalien	178
" 44.	Bienenwabenstruktur an einer Wand aus Adigratsandstein (Photogr.)	183
" 45.	Schichtenfolge am Blauen Nile Abessiniens	185
" 46.	Schichtenfolge im Gebiete des Blauen Nils Abessiniens	186
" 47a, b.	Der Toquile von Süden und Westen (Photogr.)	195
" 48.	Die Amba Seim im Süden von Senafe (Photogr.)	200
" 49.	Abbruch des Somaliplateaus zum Aden-Graben	206
" 50.	Kartenskizze und Tektonik des Haddas-Tales	208
" 51.	Störungen der vulkanischen Folge am Aufstiege zum abessinischen Hochlande bei Farre	209

	Seite
Fig. 52. Nord—Süd-Profil vom Somaliabbruche nach Afar	210
" 53. Der Assale-See	212
" 54. Tektonische Skizze des Abessinischen Grabens und Afars	214
" 55. Im granitene Hagher-Gebirge Sokotras (Photogr.)	215
" 56. Profil durch den Westen Sokotras	216
" 57. Die Insel Abd el-Kuri	216
" 58. Die Insel Semha	216
" 59. Geologische Karte der Insel Sokotra	218
Taf. XIII. { Plateau von Metscha in Godjam Zu Seite 200	
" { Abier-Plateau in Semien " " 200	
" XIV. { Der Abier-Stock in Semien " " 200	
" { Der Abbu Jared vom Selki-Paß, Semien " " 200	
" XV. Geologische Karte von Abessinien	220

9. Kapitel. Ostafrika

Fig. 60. Der Dufile-Graben	230
" 61. Profil durch den Tanganjika-Graben	233
" 62. Profil vom Moero-See über Tanganjika- und Rukwa-See zum Kilombero-Tal	234
" 63. Profil durch die Turu-Bruchstufe	235
" 64. Querprofil durch die mittlere Bruchzone	236
" 65. Querschnitt durch den Naivasha-Graben	237
" 66. Der Kibo des Kilimandscharo (Photogr.)	243
" 67. Der Kibo; topographische Karte	244
" 68. Karrig zerfressene Oberfläche des Drygalski-Gletschers am Kibo (Photogr.)	245
" 69. Die Haupt-Schüttergebiete Deutsch-Ostafrikas (Karte)	254
" 70. Makroseismisches Schüttergebiet einiger Erdbeben in Deutsch-Ostafrika (Karte)	255
" 71. Der Inselberg Oldonjo Sambu (Photogr.)	256
" 72. Der Inselberg Mimua in Ugogo	258
" 73. Verschiedene Formen von Inselbergen in Ugogo	259
" 74. Der Vulkan Gwasi am Viktoria-See	260
" 75. Der Ruwensori (Photogr.)	261
" 76. Profil durch den südlichen Lubumba-Graben	265
" 77. Der Westabbruch des Tanganjika-Grabens	266
" 78. Karru-Scholle des Mount Waller am Njassa-See	271
" 79. Störungen in der Karru-Scholle am unteren Ruhuhu	272
" 80. Geologische Karte des Njassa-Landes	273
" 81. Geologische Karte von Portug.-Ostafrika zwischen Sambesi und Sabi	276
" 82. Übersichtskarte der altersgleichen Verebnungsflächen im südlichen Küstenlande von Deutsch-Ostafrika	282
" 83. Die Verebnungsflächen im Hinterlande von Lindi	283
" 84. Profil von Mitikiti zum Kanal von Mozambique	284
" 85. Der Urema-Graben im südlichen Mozambique	285
" 86. Die Küste des Indischen Ozeans nördlich von Tanga	287
" 87. Die Tanganjika-Formation bei Gottorp, Deutsch-Ostafrika	301
" 88. Geologische Skizze der Umgebung von Mombasa (Karte)	305
" 89. Geologische Karte des Hinterlandes von Lindi	307
" 90. Profil vom Rondo-Plateau zum Mbambala-Plateau	309
" 91. Ausgrabungen am Tendaguru: Skelett eines Sauroptoden	310
" 92. Oberarm des größten Dinosauriers vom Tendaguru	311

	Seite
Fig. 93. Kibirizi-Moor bei Kigoma am Tanganjika-See	327
„ 94. Skizze der morphologischen Gliederung aus dem Gebiete der Bruchstufen Ostafrikas (Karte)	337
Taf. XVI. Die Störungszonen in Deutsch-Ostafrika (Karte)	Zu Seite 236
„ XVII. Karte der Schwerestörungen für Deutsch-Ostafrika	240
„ XVIII. { Der Kibo im Neuschnee	240
{ Zersprungene Blöcke aus Zentralgranit, Ugogo	240
„ XIX. { Ausbruch des Namagira am 17. November 1907	264
{ Der Krater des Niragongo	264
„ XX. { Salzkrusten am Ufer des Rukwa-Sees	268
{ Sinterterrassen der Gräfin Bose-Thermen, Rukwa-Graben	268
„ XXI. Geologische Übersichtskarte des Mittleren Ostafrika	342

10. Kapitel. Die Inseln im Indischen Ozean

Fig. 95. Profil durch das Mesozoikum von Maevatanana	355
„ 96. Die vulkanischen Massive von Ankaratra und Itasy	365
„ 97. Die petrographische Provinz von Ampasindava	367
„ 98. Geologische Karte von Madagaskar	375
„ 99. Die Vulkaninsel Groß-Komoro	377
„ 100. Profil durch die Insel St. Paul	386
„ 101. Karte der Insel St. Paul	387
„ 102. Karte der Insel Neu-Amsterdam	388
„ 103. Landschaft von den Kerguelen (Photogr.)	390
„ 104. Seen- und Schärenlandschaft am Royal Sund, Kerguelen (Photogr.)	392
„ 105. Karte der Heard-Insel	393

Sach- und Ortsregister

A

Aa-Lava 382

Abai 184, 185, 200

—Schichten 182, 184

—See 205, 213

—Tal 182, 202

Abaja Mieder 200

Abbu Jared 199

Abd el-Kuri (Insel) 216, 217

Abeih 401

Abessinien 3, 12, 23, 179,
181, 190, 199, 410

—, Blockzerlegung 203

—, Erforschungsgang 219

—, Grundgebirge 180

—, Hydrographie 201

—, Ostabbruch 203

—, Tektonik 203

—, Westabfall 203, 204

Abessinischer Bruchrand 209

Abessinisches Bruchsystem
179

Abessinischer Graben 12, 39,
40, 196, 208, 213, 214,
229, 238

Abessinisches Hochland 174

Abessinischer Landriegel 91,
99

Abessomalien 12, 39, 167,
178, 410, 422

—, Adigrat-Schichten 182

—, Antalo-Schichten 184

—, Geologische Übersicht
178

—, Geologischer Bau der
Unterregionen 199

—, Kreide 190

—, Tertiär-Quartär 190

—, Vulkanismus 192

—, Zeittafel 207

Abessomalische Jurasee 184

Abtriften 30

Abu Dara 402

Abu el-Kassim 180, 186, 190,
195, 196, 204

Abu Hamed 180, 181

Abu-Muharriq-Düne 127, 156

Abunas 196

Abu Rahal 407

Abu Roash 137, 145, 146,
149, 150

Abu-Roash-Achse 137

— — — Falte 136

Abu Seyel 406

Abu Zabel 157

Achyr Dag 121, 122

Adamellit 292

Adda-Vulkane 198

Addis Abeba 202, 210

Aden 66, 72, 76, 77, 83, 84

—Graben 38, 82

—Golf 190

—Gruppe 91, 179, 191, 193

—, Jura von 64

—, Vulkane von 77, 84

Adigrat 182

—Sandstein 182

—Schichten 40, 179, 201,

203, 205, 422

Adjun 69

Adrar Iforass 48

Adrar-Schwelle 17

Adua 200

Afar 12, 39, 40, 179, 184,
196, 208, 209, 210, 212,
423

—, Deckenfolge 196

—, Einzelvulkane 196

—, Jura 188

Afdera 198

Afrasischer Gebirgsgürtel
27

Afrika 28

—, Festland 1

—, Entwässerung 3

—, Gitterstruktur 27

—, Größe 2

—, Grundgesetz seiner Tek-
tonik 25

—, Hauptabdachung 2

—, konzentrischer Bau 36

—, Orographische Entwick-
lung 10

—, Übersicht über den geo-
logischen Bau 20

—, umgebende Meeresräume
27

Afrikanische Alkaliprovinz
41

— Masse 102

„Afrikanisch-palästinensi-
sche“ Fauna 67

Afrikanisch-syrische Aus-
bildung des Cenomans 67

Afrin-Linie 120

Afrin-Tal 119, 121

Afrizidisches Grundgebirge
20, 37, 38, 40, 41, 43, 46,

170, 171, 178, 179, 227, 331

Afriziden, Alter der Ge-
steine 20

Afrizidische Faltung 20, 173,
344, 373

Afriziden, Streichen 20

Ägiringranit 349, 350, 368

Ägirsyenit 350, 383, 384

Ahaggar 48

Ahmar-Quarzit 153

Ahmed-Aga-Hügel 174

Ahnet 48

- Ajelu 198
 Ain el-Wadi 137
 Ain Scheikh Murzuk 137
 Ainunah 400
 Air-Berge 17
 Air-Schwelle 17
 Aju 231
 Akaba 80
 —-Golf 75, 86, 100
 —-Graben 86, 97, 108
 — —, Massenstörungen 100
 —-Küstenebene 86
 Akerit 383
 Akko 106
 Ak Su 121
 Alabaster 133, 155
 Alabastron 156
 Alaotra-See 351
 Alaunsalze 408
 Albien 66, 357
 —-Vraconnien 66
 Albert-See 169, 226, 230, 231
 Aldabra 379
 Alel-Bad 210, 211
 Aleppo 119, 421
 Alexandrien 133
 Algerische Meseta 19, 49
 Algoa-Bucht 43
 Algonkium 21, 43, 55
 Algonkisches Festland 59
 al-Haddag 78
 Alid 196
 Alkaligesteine 24, 33, 142, 143, 369, 383
 —-Granit 181, 370
 —-Kalkreihe 142, 143
 —-Laven 194
 —-Reihe 349
 —-Rhyolith 196, 198, 213, 250, 252
 Alkalische Magmenprovinz 33, 329
 Alkalitrachyt 175, 197, 198, 251, 270, 364, 366, 369
 Allengo 194, 205
 Allophantone 324
 Alluvium 75
 —, marines 154
 Alpen 29
 Alpine Vegetation Semiens 199
 Altiden 48, 50
 Altäthiopische Fauna 154
 Altalgonkium 288
 Alter der kristallinen Schiefer 293
 „Alter, roter Porphy“ 142
 Alttertiär 80
 — von Lindi 317
 Aluminiumhydrat 323
 —-Hydroxyd 202
 —-Silikat 323
 Alumogel 323
 Alunit 202
 Alveolinen 149
 —-Kalk 72, 81, 358
 Amani 256
 Amanus Mons 72, 120
 Ambafaho 367
 Ambalimba 361
 Amba Seim 200
 Ambatofanghana 350, 417
 Ambatolaona 418
 Amben 193, 200
 Ambongo-Massiv 351, 356, 362, 370
 Ambositra 348, 419
 Ambre-Massiv 42, 351, 357, 366
 Amiranten 8, 9, 42, 380
 Ammonshörner 133
 Ammonitenberge 147
 Ammonsoase 164
 Ampanihy 358, 366
 Ampasibilitika 368
 Ampasimena 353, 354, 368
 —-Plateau 370
 Ampasindava-Bucht 361
 —-Provinz 281, 370, 372
 Amphibien 353
 Amphibolit, Amph.-Schiefer 261, 292, 347
 Ampitambe 363
 Anah 71
 Analalava 356, 357
 Analysen von Gesteinen
 Abessiensiens 193, 194, 197
 — von Gesteinen der Ampasindava-Provinz 369
 — von Gesteinen des Etbai 143
 — der Gesteine des Kili-
 mandjaro 251
 Analysen von Gesteinen Kor-
 dofans 172
 — von Gesteinen der Konde-
 Vulkane 269
 — von Gesteinen von Mada-
 gaskar 349
 — von Gesteinen Sokotras
 217
 — von Gesteinen der Vi-
 runga-Vulkane 263
 — von Gesteinen der Vul-
 kanischen Landschaft 252
 Andavakasay-Bruch 344
 Andavakoera 353, 417
 Andesit 142, 143, 157, 191,
 195, 251, 271, 283, 286,
 303, 370, 379, 391
 Andohacla 344
 Andovoranto 371
 Andrafaia, Krater 367
 Andrafiarena 354
 Andrambo 362
 Andrew-Vulkan 242
 Androy 362
 Angavo 364
 Angola 13, 14, 43, 45, 47
 —-Becken 8
 Anjia 362
 Anjiafotsy 362
 Anjouan 379
 Ankaibe, Krater 367
 Ankara 361
 Ankaramit 369, 370, 385
 Ankaramy 368, 369
 Ankaramainty 348
 Ankaratra 42, 346, 363, 365
 Ankaratrit 250, 261, 364,
 371
 Ankavandra 354, 361, 370
 Ankay-Ebene 351
 Ankitsika-Massiv 368
 Ankober 191, 209
 —-Berge 213
 —, Scheitel von 208
 Ankole 261, 296
 Anole 187
 Anorthit-Granatgneise 349
 Ansarije 73
 Anseba 203
 —-Becken 411
 Antalo 184
 —-Kalk 184

Antalo-Schichten 183, 201
 Antanavo, Krater 366
 Antandroy-Vulkan 365
 Antarktischer permischer
 Ozean 373
 Anti-Atlas 19, 49
 Antiklinaltheorie der Gra-
 benbildung 93, 115, 240
 Antilibanon 54, 65, 68, 71,
 77, 112, 115, 421
 —, Bruchschollen des 115
 —-Fächer 117
 Antiochia 68, 121
 Antongil-Bucht 351
 Antsahakolany, Krater 367
 Antsatrotro 368
 Antsihanaka-Schwelle 344
 Antsingy 355
 Antsirabe 346, 348, 349, 360,
 363, 418
 Antsolabato 416
 Aplit 171, 181
 Aptien 66, 187, 310, 315,
 316, 317, 357
 Aptychenkalke 50
 Aquitanien 318, 358, 372
 Araba-Achse 139
 Araba-Graben 109
 —-Horst 88
 —-Kette 88
 Arabia Petraea 60, 66, 69
 Arabien 54, 58, 77
 —, Grundgebirge 58
 —, Südküste 66, 82
 Arabisches Meer 9, 82
 — Wüste 146
 — —, Diluviale Sande 155
 Arabisch-Nubische Wüste
 17, 124, 127
 — —, Trockensysteme 127
 Araukarienholzer 392
 Araucarioxylon-Bank 144
 Archäische Geosynklinale
 330
 Archäikum 288
 Archafrika 330
 Ardibo-See 200
 Ari Aiaschi 19
 Arkosen 295, 296, 297, 299
 Arsinoitherium 134
 Artuf 107
 —-Linie 107

Arunto 325
 Aschangi-Gruppe 192, 193
 Ashaira 64
 Asir 77
 Asmara 181, 182, 194, 201,
 410
 Asphalt 67, 111, 403, 419
 —-Kalke 68, 403
 —-Quellen 72
 Assabot 198
 Assale-See 212
 Asrek 130
 Assua 168
 Assuan 130, 141, 147
 —-Syene 130
 Astien 154
 Aszension 32, 50
 Atakora-Quarzite 46
 Atbara 130, 167, 201
 Äthiopien 178
 Äthiopisches Triasmeer 25
 Äthiopisch-indisches Meer
 373
 Athi-Ebene 241
 Atlantis 24
 Atlantische Gesteine 242
 — Inseln 32, 50
 Atlantischer Ozean 4
 — Rücken 4
 — —, Nördlicher 47
 Atlantische Spalte 31
 Atlantit 269
 Atlas 9, 19, 29, 48, 49
 —-Bogen 23
 —-Länder 3
 Atoll 379
 Atschabo 186
 Augitit 238, 248, 250
 Austönen der mediterranen
 Faltung 29
 Australien 24
 Azoren 6

B

Bab el-Mandeb 9, 82, 91,
 97, 99, 122, 211
 Bada 400
 Badda-See 211
 Badattino 186
 Bagamojo 281, 288, 306
 Baharije-Stufe 145

Bahr el-Benat, Inseln 80
 Bahrein, Inseln 64, 80
 Bahr el-Arab 174
 — el-Djebel 168
 — el-Ghasal 3, 16, 39, 131,
 168, 170, 174
 — —-Becken 174
 — el-Ghazal des Tschad 169
 — Jusuf 162
 — lut 111
 Bajocien 62, 306, 312, 355,
 422
 Bajud 102
 Bajudasteppe 132, 174
 Baka 78
 Bakalahari-Becken 14
 Baltschi 193, 210
 Banda-Schwelle 2, 15, 38
 Banddünen 156
 Bangweolo-See 10, 13
 Bania 77
 Bara 175
 Baraka 178, 201, 203
 Baramia-Grube 405
 Barka-Plateau 17
 Bardera 181
 Baringo-See 237
 Barnugi-See 408
 Barranco 245
 —-Gletscher 246
 Barrémien 66, 315
 Barri am Schebeli 190
 Basalt 33, 76, 77, 78, 84,
 86, 108, 118, 119, 120,
 133, 157, 191, 198, 194,
 196, 197, 202, 210, 212,
 213, 250, 251, 272, 275,
 283, 297, 364, 365, 366,
 368, 370, 372, 378, 382,
 383, 384, 387, 389, 391,
 394, 395
 Basaltische Reihe 76
 Basische Einschlüsse 290
 Bassas da India (Inseln) 42,
 343
 Batholith 257
 Batna 145
 Bathonien 62, 186, 281, 283,
 303, 304, 305, 306, 312,
 355, 356, 422
 Baulinien, meridionale 26
 Baumann-Hochland 242

- Baumstämme, versteinerte 152
 Baumwollboden 328
 Bauxit 323, 325
 Beaufort-Schichten 44, 298, 331
 Beckentone 320
 Befotaka 355
 Bed 86
 Behamazembina 350
 Beira 275, 285, 287
 Beirut 68, 72, 112
 Bekaa 54, 73, 77, 112, 114
 Bekinkinit 251, 369
 Bekotapo 368
 Belcombe-Vulkan 382
 Bemaraha 351, 354, 356
 — Bruch 362
 Bender Abbas 402
 Benenitra 352
 Beni-Schnellen 169
 Benue-Air-Schwelle 17
 Beravina-en-Terre 362, 370
 Berber 131, 168, 174, 175
 Berbera 186, 190, 205, 422
 Berenice 99
 Berezika-Tal 353
 Berg der Perlen 412
 — Sinai 87
 Bernstein 65, 401
 Berondrit 368, 369
 Beronono 361
 Berrias 357
 Berseba 74
 Beryll 348, 409, 418
 Betafit 418
 Betafo 418, 419
 Betische Kordillere 19, 421
 Betsiboka 355, 356, 372
 Beverley-Gruppe 215
 Bevony 362
 Bezavona 368
 Bienenwabenstruktur 183
 Bihindula-Kalk 186
 Bilma-Kauar-Oasen 17
 Binnenmeer 46
 Binnenländischer Ablagerungsraum 65
 Innentransgressionen 22
 Biotitgneis 141, 171, 256, 257, 274, 290, 291, 292
 Bir Ali 82
 Biredjik 71
 Bir el-Seba 102
 — el-Malha, Krater 175
 Birket el-Quern 150, 162
 Bir Labijat 138
 — Mabeiuk 99, 100
 Bismarckburg 265
 Bismarck-Reef 295
 Bittersee 74, 139
 Bitumen 401, 414
 Black-River-Berge 384
 Blätter-Mergel 148
 Blauer Nil 167, 185, 186, 199
 Blei 400, 406, 417
 Bleiglanz 413
 Bleimethode 293
 Blocklehm, glazialer 352
 Blockmeere 257, 290
 Bobaomby 358, 366, 372
 Bobasatrana 353
 Bockveld-Schichten 43
 Bodele-Borku 17
 Böden, Britisch-Ostafrika 328
 —, Deutsch-Ostafrika 327
 Bodenschätze 398
 Bogendünen 79
 Bombao Mtoni 379
 Bongo Lava 351, 361
 Boran-Escarpment 241
 Boro-Meda 191, 411
 Bostonit 157, 369
 Bouguersche Linien 240
 Bouvet-Insel 6, 50
 Brancaberg 395
 Brasilien 24, 31
 Brasilische Masse 31
 Braunkohlen 411
 — Flöze im Libanon 65
 Braunlehme 320
 Britisch-Ostafrika 222, 224, 253, 298
 — Njassaland 222, 414
 — Somaliland 178, 422
 Brüder-Inseln 77, 99
 Bruchschollenlandschaft 261
 Bruchstufen 228, 236
 Bruchzonen Ostafrikas 41, 283, 333
 Bruchzone, mittlere 41
 —, östliche 41
 —, westliche 41
 Bscherre 74
 Buahit 199
 Buanji 270
 Buem-Schichten 46
 Bukeia 118
 Bukunsi 232
 Bumbide 261
 Bundali 320
 Bur (Inselberg) 205
 Bur Dab 190
 Burdigalien 153, 318
 Burji 180, 194
 Buri-Scholle 210
 Burko 244
 Burlus-See 131
 Buru 242
 Burungi 256
 Bur-Zone 181
 Bu Saada 145
 Busi-Graben 235, 285
 — Gebiet 317
 Busoga 296
 Bu Uriul 19

C

- Caesalpinium Oweni 170
 Cafres-Ebene 381
 Callovien 62, 281, 304, 305, 306, 312, 356
 Campanien 147
 —, Fazies in Egypten 147
 Camptonit 281, 369
 Canyons 114, 179
 Caprotinen-Kalke 219
 Cardiumbänke 67
 Casius Mons 118
 Cenoman 66, 67, 68, 69, 70, 145, 219, 281, 316, 317, 357
 —, Leitfossilien 145
 Chabluka, Riegel von 167
 Chalid 85
 Changamwe 281
 — Schiefer 304
 Chan Meithlun 115
 — Mizhir 114
 Chanzire 400
 Charge-Quene-Welle 136
 Charnockit 292
 — Reihe 33
 Chartum 168, 171
 Chaschab-Stufe 153

Chelga 411
 Chika-Berge 274, 325
 Chisali 271
 Chlorsilber 400
 Christmas-Hafen 391
 Chrysolithe 409
 Chukaronga 261
 Churian-Murian-Inseln 58
 Cilaos, Zirkus von 382
 Claystone 247
 Clypeaster-Stufe 154
 Cölesyrien 112, 114, 116
 Comagmatische Provinzen 32
 Conducia-Schichten 317
 Cosmoledo-Atoll 380
 Comendit 198, 250
 Crinoidenkalk 60, 144
 Cross-folds 97
 Crozet-Gruppe 394
 --- Inseln 43
 --- Plateau 43, 394
 --- Schwelle 8
 Crozier-Gebirge 390
 Cucullata-Stufe 166
 Cullucu 410
 Cumberland-Bucht 391
 Cypernbogen 101, 118

D

Daban-Konglomerat 423
 --- Schichten 422
 Dahab 58
 Dahla, Trappdecken 84
 Dahlakplatte 99
 Dahna 75, 78, 83
 Dahomé 33, 46
 Dahomé-Borgu, Massiv von 46
 Dahr el-Litani 115
 Dallol Basso 18
 Damaskus 108, 112
 --- Bogen 100, 112, 116, 117
 --- , Überschiebung am 116
 Damasene 38, 77, 116
 Damergu 17
 Damiette 130
 Danakil 209
 --- Gebirge 209, 211

Danakil-Horst 40
 Danien 69, 148
 Dankalische Alpen 183, 188, 211
 --- Depression 210, 423
 Daressalam 287, 288, 328
 Darfur 39, 131, 132, 170, 174
 Dar Runga 16
 Dase 410
 Dawa 181, 183
 Dazit 371
 Debra-Borane 191
 --- Libanos 191, 411
 Decklehme 326
 Decksande 326
 Deckschichten Kordofans 175
 Degderr 187
 Deirut 149, 166
 Dekkan 84
 Dekkantrapp 34
 Delagoa-Bucht 8, 225, 285, 317
 --- Rücken 8
 Delo-Berge 213
 Delle 89
 Dellénit 366
 Deltabildungen 86, 164
 Delta des Nils 130, 164, 166
 Deltas auf Madagaskar 361
 Dereiba, Vulkan 132
 Der el-Beda 166
 Dersi 217
 Dépression permo-triasique 354
 Desert Sandstone 55
 Deutsch-Ostafrika 222
 --- , Küstensaum 224
 Deutsch-Südwestafrika 22, 24, 31, 43, 44
 Deux-Soeurs-Massiv 368
 Devon 55, 60
 Dj. Abjad 400
 --- Abu Had 127
 --- Abu Kbrug 157
 --- Adja 55, 78
 --- Ain 171
 --- Akdar 54, 80, 81
 --- Akra 120
 --- Akwar 127

Dj. Ala 119
 --- Amir 119
 --- Anas 86
 --- Angobia 127
 --- Ansarije 67, 72, 118, 120
 --- Araba 70, 71, 90
 --- Arbain 119
 --- Assotriba 125
 --- Ataka 127, 145, 146, 150, 154, 166, 408
 --- Aures 19
 --- Auwebed 150
 --- Bani 10, 19, 49
 --- Bara 119
 --- Barka 102
 --- Barghir 58
 --- Belih 142
 --- Bilas 118
 --- Bischri 118, 119
 --- Biyadh 79
 --- Cherim 104
 --- Dali 174
 --- Dara 95
 --- Der 58
 --- Derani 58
 --- Dereiba, Vulkan 175
 --- Dibbagh 54
 --- Djurdjura 19
 --- Drus 108
 --- Duchan 95, 125, 142
 --- Elba 125
 --- Erba 125
 --- Esch 90, 143
 --- Esch-Abu Had 96
 --- Fahisat 400
 --- Fatireh 142
 --- Ferani 59
 --- Geddame 142
 --- Gekdul, Vulkan 174
 --- Geneffe 127, 139, 150, 154
 --- Gharbi 117
 --- Gharib 11, 125, 142
 --- Ghigiga 138
 --- Gule 174
 --- Gunna 70
 --- Hadurnebi 54, 84
 --- Hagraf-Jeran-el-Ful 138
 --- Haimar 58
 --- Hamajir-Mafruth-Risan 104

- Dj. Hameir 76
 — Hamoet 201
 — Hass 119
 — Heiban 132
 — Is 125
 — Kassiuu 117
 — Katherin 87
 — Korabkansi 125, 142
 — Koldadschi, Vulkan 175
 — Koli 76
 — Koser 119
 — Latia 106
 — Mafruth-Lagama-Hama-
 jir 106
 — Magaga 174
 — Maghara 62, 66, 105
 — Main 59
 — Mandhur 106
 — Marra 16, 132, 175
 — Medob 175
 — Meetiq 141
 — Mekeiseh 149
 — Mellaha 90
 — Misma 78
 — Mistan 105, 106
 — Moderdjed 141
 — Moje 174
 — Mokattam 127
 — Mongul 142
 — Musa 87
 — Nabet 18
 — Nir 400
 — Obkeik 125
 — Oda 125
 — Om Gusia 132
 — Quatrani 151, 157, 162
 — Ranga 94
 — Russas 406
 — Ruwak 117
 — Sabor 54, 84
 — Samhan 82
 — Sarrai 127
 — Schaib 125, 140, 141
 — Scham 80
 — Schammar 78
 — Schamschar 84
 — Schar 54, 84, 85
 — Schebrauet 139, 145
 — Schendib 125
 — Scherki 117
 — Schumerije 119
- Dj. Shiop 83
 — Sod 18
 — Tagabo 170
 — Taijib Ism 400
 — Tair 99
 — Talodi 132
 — Tanka 71, 402
 — Tarif 160
 — Terbol 114
 — Tuweiq 79
 — Usdum (Sodom) 73, 110
 — Urf 106
 — Urf-Um Latia 105
 — Usdum 403, 404
 — Wustani 117
 — Yellek 66
 — Zeit 90, 91, 96, 143, 153,
 407, 408
 Djennin 107
 Djesireh 131, 174
 Djezzin 65, 401
 Djifatin-Inseln 96
 Djimma 186
 — -Schichten 186
 Djobba 78
 Djof (Sahara) 48
 Djolan 69, 77, 106, 108, 116,
 117
 Djuba 178, 187, 204, 253,
 280, 292
 — -Becken 12, 183, 187, 190
 Diabas 171, 182, 258, 265,
 297, 302, 365, 370, 371,
 380, 394
 Diabasisch-basaltische Er-
 güsse 143
 Diamantschlöte 44
 Diarbekr 85
 Diatomeenerde 326
 Dichtedefekt 240
 Dichtelagerung am Roten
 Meere 93
 Didessa 186
 Diego Suarez 357, 360
 Difnein-Inseln 210
 Digma 181
 Dihala 64
 Dijsr el-Medjani 73
 — esch-Schugr 73
 Dilling 171
 Dilolo-See 10
- Diluviale Abflußrinnen der
 Libyschen Wüste 162
 Diluviale Grabenseen 110
 Diluvium 56, 74, 77, 161
 —, älteres, gestörtes 73
 — des Niltales 155
 —, marines 102, 118
 —, terrestres 73
 Dimar, Scholle von 115
 Dimitriberg 72
 Dinariden 29
 Dinder 167
 Dinosaurier 311, 355, 357
 Diorit 141, 171, 181, 182,
 217, 261, 293, 349, 384
 — -Porphyr 380
 Dislokationslinien 362
 Dobila 198
 Dodo Gadudo-Berg 183
 Doelterit 323
 Dofane 198
 Dogger 62, 64, 184, 187,
 188, 283, 303, 312, 355
 Dolerit 44, 275, 277, 296,
 297, 384, 385, 387, 388
 Dolomit 141, 302
 Dome 364
 Donde 284
 Dongola 130, 182, 184, 407
 Dongolo 184
 Dünjo-Phase 248
 Draa-Tafilelt-Plateau 49, 50
 Druple-Gebirge 16
 Drygalski-Gletscher 246
 Dsaudzi 379
 Dscherat 108
 Dschubb Dschennin 115
 Dubar-Kalk 423
 — -Schichten 423
 — Uradu 190
 Dubbi 198, 423
 Dudy-Berg 300
 Dufilé 261
 — -Graben 169, 230, 231
 Dumas-Krater 388
 Dumer 117
 Dungash-Mine 405
 Dungobesch 241
 Dünen 104, 106, 156
 — -Sande 75
 Dunit 142, 388, 384

Duruma-Gruppe 281, 298
 Duwi-Kette 95, 148
 Dysodil 401
 Dwyka 44, 297

E

ech-Chergui 19
 Edelsteine 409, 418
 Edfu 130, 147
 ed-Djeles 85
 Eduard-See 169, 226, 232
 Egnubien 38, 124, 405
 Egypten 132
 —, Bodentypen 156
 —, Campanikum 135
 —, Danikum 135
 —, Formationen 140
 —, geologische Erforschung 133
 —, Grundgebirge 140
 —, Jungvulkanische Gesteine 157
 —, Karbon 144
 —, Kreideformation 144
 —, Nördliche Depressionen 162
 —, Oberalgonkium 140
 —, Obereozän 134
 —, Oligozän 134
 —, Quartär 134, 154
 —, Präkambrium 140
 —, Schichttabelle 158
 —, Tektonischer Bau 136
 —, Tertiär 149
 —, Verbreitung der Formationen 134
 Egyptische Landesanstalt 133
 — Urdelle 136
 — Wüste 17
 Eilo-Berg 190, 423
 Einheit von Festland und Meeresboden 27
 Eisen 400, 406, 411, 412, 418
 Eisenerze, phosphatische 413
 Eisenhydrat 323
 —-Knollen 324
 —-Manganerze 401
 —-Quarzit-schiefer 21, 258, 294, 412

Eisenhydrat-Sandstein 160
 Eisströme 246
 Eiszeit 392
 — auf Madagaskar 365
 —, permokarbonate 332
 Ekka-Gruppe, Mittelgruppe 297
 — —, Obergruppe 297
 — —, Untergruppe 297
 —-Schichten 44, 297, 299
 —-Zeit 321
 Eklogit 292
 el-Amk 71, 119, 121
 Elanairobi 243
 Elba 183
 El-Burdj, Trilobiten von 60
 el-Chalasa 102
 el-Djof 54
 Elefantine 130
 Elektron 416
 Elfenbeinküste 33, 46
 El-Forklus 73, 118
 Elgejo 237
 el-Ghor 112
 Elgon 241
 El-Hammi 75
 el-Hassana, Dom von 138
 el-Hauwar 109
 el-Hish 64
 el-Hisma 85
 Elementaita 237
 el-Ula 58, 85
 Eluvium, Ostsudan 174
 el-Wedj 400
 Emi Kussi 175
 Emin Pascha-Golf 259
 Emscher 69, 357, 358
 Emscher-Senon 357
 Enclos 382
 Enge von Gibraltar 19
 Ennedi 17
 Entwässerung 2
 Eozän 69, 70, 71, 72, 149, 170, 190, 205, 219, 280, 317, 318, 358, 421, 422
 Epidosite 181
 Epidotisierung 290
 Epikontinentales Meer 373
 Epirogenetische Hebung 91
 Erdbeben 23, 80, 91, 115, 121, 180, 231, 351

Erer 198
 Erdöl 402
 e-Riad 38, 64
 Erikola-Berge 325
 Eritrea 178, 181, 192, 203, 219, 410
 Eritrea, Grundgebirgs-gesteine 181
 er-Rudj 119
 Eruptivgesteine im afzidischen Grundgebirge 21
 Eruptionsfolge 264
 Erstarrungskruste 20
 Erta-ale 198, 423
 Erythrads 240
 Erythradscher Graben 122, 423
 — —, Alter der Bewegungen 215
 Erythradsches Bruchsystem 179
 — Grabensystem 38
 Erythreis 89, 90, 140
 Erythreisches Baugesetz 36
 — Bausystem 26
 Erythreische Falten 88, 90, 91, 97, 212
 Erythreischer Graben 12, 38, 72, 136, 153, 192
 Erythreisches Grabensystem 96
 Erythreischer Graben, Bewegungphasen 90, 91
 — —, Entstehung 93
 — —, Haupttrichtung 97
 — —, innerste Rinne 97
 — —, Spannweite 97
 — —, tektonische Erscheinungen 93
 — —, Überschiebungen 96
 Erythreische Richtung 88, 97, 136, 280
 Erythreisches System 171, 272
 Esch-Kette 141
 esch-Schafa 85
 —-Schumerije 117
 Esne 130, 147
 —-Fazies 148
 —-Schiefer 148, 408
 es-Salt 69, 403

- Essexit 245, 250, 369, 391
 — Basalte 269
 — Porphyrit 252
 Essimigor 244
 es-Zor 112
 Ethai 10, 11, 12, 16, 38,
 54, 124, 125, 131, 140,
 146, 405
 —, „Hahnenkämme“ 126
 —, Vorhügelzone 125, 126
 —, Zentralmassive 126
 et-Tih 109
 Eto-Stock 204
 Euphodit 76
 Euphrat 72
 Eurasiatischer Faltungs-
 gürtel 76
 Eurasien 28
 Europa 343
 — (Insel) 42
 Eurydesmensichten 44
 Euxenit 418
 Exogyrenkalkbank 147
 Ezion-Geber 109
 ez-Zaharani 114
 Ezzan 81
- F**
- Faf am Tug 190
 Fajum 129, 134, 150, 151,
 159, 162, 166
 Fallé 186
 Faltenwirbel 278
 Faltungsphasen 279
 — System 49
 Faltenzonen am Niger 23
 — — Senegal 23
 Faltung im Sudan 47
 Fanivelona 350, 371
 Fantale 198
 Farahitso 364
 Farquhar 380
 Farré 209
 Farsan-Inseln 84, 402
 — Platte 99
 Faschoda 174
 Fasibitikit 368
 Fasinit 368
 Fasogl 406
 Fastebene 336
 Fauachir 405
- Fazies 65
 — Gürtel der Kreide
 Egyptens 148
 Feldspatbasalte 157
 Felk 79
 Fenan 58, 60, 400
 Fenerive 371
 Fernando Noronha 33
 — Poo 8
 Ferani-Massiv 59
 Fernao-Vellozo-Bucht 274,
 285, 288
 — — Schichten 316
 Feschn 154
 Festlandskern 37
 — Syabiens 85
 —, syrisch-egyptischer
 180, 188
 Feuersteinkreide 68, 69
 Fianarantsoa 348
 Fiherenga-Tal 357
 Fisao 401
 Fische 352, 353
 Fische 151
 Fitsché 185, 193
 Flachseeriff 329
 Fleckschiefer 293
 Flexuren in Palästina 107
 Flüsse Afrikas 2
 Fluviomarine Schichten 166
 Flysch 120
 Fogao 231
 Fola, Schnellen von 169, 231
 Formen des Meeresbodens 32
 Fort Dauphin 346, 419
 — Portal 261
 Fossa Dankalia 210
 Französisch-Somaliland 178
 Freie Faltungsstäbe 104
 Fuerteventura 50
 Fundi Isa 280, 317
 Futa Djalon 16
- G**
- Gaa-Bruch 88
 — Ebene 70, 71, 88
 — Midauwara-Dom 138
 Gabbro 142, 171, 182, 270,
 293, 347, 348, 350, 369,
 370, 383, 384
 Galalen 127, 139, 145, 146,
 149, 154, 406
 Galana-Tal 215
 Galiläa 107
 Galula 268
 Gangamopteris 332
 — Flora 44
 — Glossopteris-Flora 373
 Ganggesteine 171, 174, 181,
 219, 290, 292
 Ganikobis 44
 Gara 165
 Garrasgoi-Berge 190
 Gart el-Leben 153, 164
 — Muluk 154
 Gastropodenschichten der
 Kreide 66
 Gault 69, 316, 357
 Gauteit 171, 172
 Gaysum 96
 Gaza 74, 75
 Gazellenstrom 132
 Gebirgsinseln 4
 Gelei 244
 Gehobene Korallenriffe 287,
 360
 Gehobene Strandbildungen
 287
 Geoden 305
 Geosynklinale 333
 Geosynklinalemeer 22
 Georg-See 232, 261
 Gérard 366
 Ghab 54, 119
 Gharib-Dara-Massiv 142
 Ghasalbecken 16, 132
 Gherbaniat 408
 Ghor 54
 — es-Safi 59
 Gibba-Fluß 201
 Gibbsit 323
 Giddi-Yellek-Helal-Welle
 104
 — — Welle 136
 Gilboaberg 107
 Gillettberge 190, 196
 Gimsah-Bucht 99, 153
 Gjol (Südarabien) 83
 Gips 211, 408
 — Anhydrit-Schichten 422
 „Gips-Formation“ 183

- Gipskrusten 157
 Gizehensis-Stufe 149, 150
 Glandarienkalk 63, 64, 112
 Glazialperioden der Karru-zeit 23
 Gletscher 247
 Glimmer 413, 418
 Glimmerdiorit 392
 —-Schiefer 181, 256, 261, 291, 292, 295, 345, 348, 350
 Glimmergerinenschlamm 6
 Glossopeteris 332
 —-Flora 44, 298, 299, 331
 Gneis 171, 180, 181, 217, 256, 257, 261, 262, 270, 274, 275, 345, 347, 348
 Goda-Berge 186
 Godjam 199
 Gold 399, 405, 410, 412, 416
 —-Bergbau 405, 410
 —-Distrikte in Egypten 405
 —-Klumpen 417
 —-Gänge 417
 —-Quarzgänge 258, 410
 —-Quarzvorkommen 293
 Golfan 171
 Golf von Aden 9, 53, 91, 97
 — — Akaba 55, 58, 73, 99, 109
 — — Gabes 10, 102
 — — Guinea 1, 22
 — — Oman 9, 81
 — — Suez 53, 72, 91, 93, 99
 Golgie 185
 Goliskette 180, 206
 Golima-See 211
 Gondwana-Land 24, 42, 373
 Gondokoro 11, 12, 230
 Gongarogua 283
 Gomorrhia 111
 Gomera 50
 Gorongoza-Massiv 18, 234, 275
 Gottorp 301, 415
 Goughs Island 8, 50
 Graben von Aden 205, 208, 215
 — des Toten Meeres 106
 Graben-Brüche 76
 —-Staffeln, Stauchungen 233
 — —, rückläufiges Gefälle 233
 —-Täler am Sinai 87
 Gräben, Breite 236
 —, Form 235
 —, ostafrikanische 226
 Graf Götzen-Krater 262
 Gräfin Bose-Thermen 268
 Granaten 413
 Granatfelse 181
 Grand Brûlé 382
 Granit 142, 143, 171, 174, 180, 181, 182, 217, 256, 266, 270, 272, 274, 292, 345, 348, 349, 350, 368, 380
 —, Abschuppung 126
 — des Dj. Duchan 142
 —, Grabenverwitterung 126
 —, hellroter porphyrischer des Sinai 58
 —, roter grobkörniger des Sinai 58
 —, Verwitterungskrusten 126
 — von Assuan 141
 — — Makalla 58
 Granite Guajanäs 33
 — von Oberguinea 33
 Granitisierung 293
 Granitsand 79
 Granulit 256, 291
 Graphit 414, 419
 —-Gneise, -Schiefer 291, 345, 349, 414
 Graptolithen 55, 60
 Graton-Lava 382
 Graue Erden 320, 327
 Grauwacken 141
 Grenzregion zwischen Eurasien und Afrika 120
 Grorudit 194
 Große Bruchstufe 229, 236
 „Große Ebene“ am Suezgolf 96
 Großer ostafrik. Graben 229, 236
 „Große Oasen“ 159
 Groß-Komoro 378
 —-Regionen, geologische 37
 —-Staffeln 96
 Grundgebirge 54
 Grundgebirgslandschaften 174
 Grundwasser 324
 Grüne Gesteine 81, 83, 120, 261
 Grünsteinreihe 76
 Grünes Vorgebirge 1
 Grüngesteine von Kawaer 121
 Gurage-Berge 213
 Guaso Narok 238
 Guban 180, 206
 Gudda-Berge 186, 213
 Guggu-Berge 213
 Guinea 3
 —-Becken 6
 —-Busen 33, 47
 Günz-Eiszeit 155
 Gura-Berge 16
 Gurma-Schichten 46
 Gurui 241
 Gwasi 260
 —-Homa-Massiv 241

H

- Habesch 178
 Hadramut 82
 Haddas-Tal 208
 Hagher-Gebirge 215, 217
 Haifa 107
 Haik 200
 Hail 54, 78
 Haitura 401
 Hakel 67
 Hakim-Berg 186
 Halai 182, 209
 Hala-l-Bedr 86, 87
 Halloysit 323
 Hama 421
 Hamajir-Dom 106
 Hamar 64
 Hamasen-Plateau 182, 410
 Hameje 253
 Hammada 48, 157
 Hammana-Tal 401

- Hamman Ali 402
 Hanisch-Insel 77, 99
 Hannington-See 237
 Harra 38, 77, 85
 Harrar 180, 186
 Harrat-el-Auerid 85
 —ar-Rha 85, 87
 Harrisit 383
 Harro-Rufa 186
 Härtling 258
 Hasa 80
 Haschisch-Bucht 81
 Hatu 318
 Haud (Somalien) 204
 Haupt-Perioden 249
 Hauptterrasse 287
 — des Jordantales 73
 — des Toten Meeres 109
 Hauptverwerfung 285
 Hauran 76, 77, 106, 108, 116
 Hauranebene 76
 Hawasch-Tal 193, 213
 —-Becken 212
 Hawila 399
 Hazhula 67
 Heard-Inseln 42, 393
 Hebungen, junge 384, 385
 Hedjas 37, 60, 66, 69, 85
 —-Bahn 58
 Heiße Quellen 75, 80, 153, 275
 Helix-Kalke 154
 Hellville 367
 Heluan 127, 154, 408
 Helvétienmeer 153
 Henga 273
 Hermon 54, 63, 65, 112, 114, 116
 —-Linie 117
 Hesa 130
 Hiero, Oberkreide von 50
 Hipparion-Fauna 154
 Hit 72, 402
 Hodna 19
 Hofrat en-Nahas 174
 Hochabessinien 11
 Hochafrika 2, 10, 11
 Hochgebirgsflora 4
 Hochlandsanstieg Jemens 84
 Hochland der Riesenkrater 224, 241, 242
 Hochland von Süd-Adamaua 15
 Hochmoore 191, 199
 Hochnedjd 58
 Hochplateau 344, 348
 Hochserat 85
 Hochsinai 11
 Hochterrassen 166
 Hohenlohe-Graben 237
 Hoher Atlas 19, 49
 Höhlen, Somalien 205
 Hölzer 171
 —, verkieselte 255, 392
 Homa 249, 260
 Homejma 69
 Homra 19
 Homs 77, 115, 119
 —, Senke von 118
 Horum Kalat 71
 Hormuz 80
 Hornblendevogesit 380
 Hornfelse 381
 Hundussi-Kuppe 412
 Hurghada 407
 Hydrargillit 323
 Hydrate 323
 Hydrogele 324

 I
 Jabaly 367
 Jaboktal 63, 422
 Jahudije 404
 Jalua 196
 Janapera 353
 Janson, Krater 366
 Jarmuk 69
 —-Tal 108
 Idumäa 106
 Jemama 78
 Jemen 38, 56, 77, 82, 84, 91, 106, 107, 213, 401
 Jerusalem 68, 107, 110
 Jesreel-Ebene 76
 Ifasy-Bruch 344
 Igara 232
 Igharghar-Senke 19
 Ihangiro-Scholle 261
 Ijolith 238, 245, 250
 Ikoma 258, 293, 412
 Ikavo 361
 Ilgin Tschai 121
 Ilona 365
 Imbarek 405
 Imerina 344, 363
 Inago-Berge 274
 Indien 25
 Indischer Ozean 8, 39, 74, 82, 91, 178, 327
 Indisches Faunengepräge 64
 Indus-Bogen 36
 Inhambane 225
 Inlandeis 46
 Innerarabien 77
 Inneres Ostafrikas 13
 Innerpalästinische Senke 107
 Inselberge 16, 38, 181, 257, 258, 259
 Inselberglandschaften des Südens 16
 Inselbergplatte 255, 284
 — von Darfur 16
 — — Wadai 16
 Inselgebirge 280
 Inseln 2
 — am Suezgolf 96
 — der Maskarenenschwelle 2
 — im Roten Meere 99
 — — Viktoria-See 260, 261
 Ismailia 407
 Interpluvialzeit 73
 Intrusionen, lakkolithische 272
 Jombo-Berge 238, 249, 281
 Jordan 73
 —-Graben 109, 114
 Jowikol 147
 Iramba 302
 —-Plateau 258, 293
 Iraku 291
 —-Bruchstufe 236
 Irangi 236, 257, 291
 Isalo 354, 361
 Iskenderun, Golf von 121
 Isthmusfalten 66
 Isthmuswüste 56, 62, 70, 71, 101, 102
 Itabirit 21, 259
 Italienisch-Somaliland 178, 181, 187, 204
 Itasy-Massiv 364, 419
 —-See 345, 365

Ittreh 79
 Ituli 272
 Juan de Nova (Insel) 42,
 343
 Jubal 96
 Judäa 106
 „Jüngere“ Granite 38, 58,
 140, 141, 293
 Jungtertiär 191, 318, 319
 Jura 40, 55, 179, 188, 203,
 205, 281, 284, 285, 304,
 312, 313, 314, 333, 359,
 361, 422
 — Kreide-Platte 284
 —, marin 39
 — Meer 333
 — Schichttabelle 189
 — Schuppen des Hermon
 117
 Jutta 193
 Ivohibe 348
 Ivohitsombe 366

K

Kabele-System 294
 Kaf 79
 Kafue 169
 Kagera 260
 Kaguru 237
 „Kaiserlicher Porphyry“
 125
 Kairo 130, 134, 153, 166
 Kakule 68
 Kalaat el-Markab 118
 — esch-Schekif 114
 Kalahari 14, 45
 — Becken 2, 11
 Kaledoniden 22
 Kaledonisches Gebirge 22,
 48
 Kalkalkali-Reihe 349
 Kalke 302, 304, 305, 316,
 317, 318, 353, 354, 355,
 356, 358, 360
 — von Mex 154
 Kalkkiesel-Schichten 302
 Kalkkruste 156, 321
 Kalksilikatgesteine 291
 Kalktuffe 319
 Kalobenono 354

Kalkpfannen 256
 Kalksanddünen 156
 Kalktuffe 74, 75, 162, 191
 Kamaran-Insel 84
 Kamarbucht 82
 Kamasia 254
 — See 249
 Kambata-Berge 213
 Kambe-Kalk 304
 Kambrium 55, 59
 Kamerun 47
 — Berg 3
 — Linie 8, 47
 Kamory-Bruch 362
 Kanal von Mozambique 9,
 25, 41, 343
 Kanaren-Platte 6
 Kanarische Inseln 50
 Kannelierung 345
 Kano-Querfurche 17
 Känozoikum 280
 Kaolin 202, 325, 348
 —, Analyse 348
 Kaolinit 323
 Kap-Becken 8
 — Blanco 1
 — Delgado 225, 318
 — Faltengebirge 18
 — Formation 296
 — Gebirge 23, 31, 43
 — Guardafui 206, 217
 Kapiden 44
 Kapiti-Ebenen 241, 247
 — Phase 248
 — Phonolithe 247
 Kapland 13, 22
 Kap St. André 351
 — System 43
 Kapverden 22, 50
 — Becken 6
 — Mulde 47
 — Platte 6
 Kar 79
 Karaat Schihan 108
 Karagwe 261, 296
 — Graben 262
 — Schichten 294
 — Scholle 262
 — Serie 260
 Kara-Kurkura 210
 Kara Su 121

Kara Su-Graben 122
 — — Tal 121
 Karbon 55, 60, 352
 — der Nordhemisphäre 303
 — des Westsinai 60
 — Fauna 144
 Karbonische Bruchphase 331
 — Transgression 144
 Karbonisch-permische Ver-
 eisung 352
 Karbon, marines 43
 — Meer 22
 Karema 233, 266, 326
 Kargletscher 296
 Karissimbi 262
 Karmel 76, 106
 Karnak 130
 Karnikum 61
 Karrenbildung 257
 Karrenfelder 355
 Karru 41, 44, 270, 283, 331
 — Dolerite 44
 — Schichten 23, 228
 — Scholle 239
 —, Süßwasserfauna 300
 — Zeit, Vulkanismus 280
 Karsterscheinungen im Liba-
 non 114
 Karthala 378
 — Vulkan 42
 Karungu 318
 — Miozän 260
 — Schichten 319
 Kasama 293
 Kasante 273
 Kasim 78
 Kasr Antar 116
 — Zuwera 107
 Kassai 10
 Kassala 10, 11, 170, 174
 Kassam-Tal 203, 213
 Kassium 115
 — Randfalte 116
 Katanga 297
 Katar, Halbinsel 80
 Katarakte des Nils 130
 Kataraktrinde 141
 Katerusi 264
 Katharinenkloster 87
 Katete-System 294
 Katwe 261

- Katyre 164
 Kavirondo-Golf 254, 259, 319
 Kavolo-Rücken 414
 Kawaer 121
 Kawalib 171, 172
 Kebrabassa-Fälle 275
 Kebrit-ale 423
 Kedong 237
 Keili 174
 Kenia 41, 223, 241, 246
 —-Kolonie 222
 Kenit 175, 245, 246, 250, 252, 269
 Kentallenit 263, 264
 Kenzi 414
 Keren 181, 209, 411
 —-Abbruch 97
 Kerguelen 42, 390
 —-Schwelle 390
 Kerimassi 244
 Kerimba-Inseln 287
 Kerkuk 402
 Kesruan 401
 Kettengebirgsgürtel, mediterrän-afrasischer 28
 Keuper 354
 —-Flora 354
 Khartum 130, 131
 Kibiongoni-Schichten 304
 Kibirizi-Moor 327
 Kibiro 231
 Kibo 244, 245
 Kidodi 257, 300, 414
 Kiejo 269
 Kieselschiefer 55, 141
 — des Obersilurs 60
 Kieswüste 151, 157
 Kigoma 327
 Kigna 281, 316
 Kikuju 247
 —-Rand 237
 Kilabije 408
 Kilimandjaro 41, 223, 226, 241, 244
 Kilimatinde-Konglomerat 320
 —-Staffel 235
 Kilindini-Sandsteine 317
 Killis 71, 72
 Kilwa 283, 288, 315, 317
 Kimberley 43
 Kimberlit 33, 238
 Kimmeridge 187, 188, 281, 304, 308, 309, 312, 356
 Kinga-Serie 262
 —-Gebirge 270, 279, 293, 295
 Kinjamkoro 231
 Kipengele-Rücken 296
 Kippsscholle 96
 Kirando 232
 Kironda-Mine 412
 Kisiba-Scholle 261
 Kisigo 235, 236
 Kisii 260
 —-Hochland 296
 —-Quarzite 260
 Kisel-Alma-Giaur Dag 120
 Kisiwani 288
 Kissaki 299
 Kissenji 264
 Kisumu 413
 Kitia 364
 Kitulo 318
 Kitumbeine 244
 Kitunda 318
 Kiturika-Fazies 315
 —-Plateau 309, 315
 Kivira 233, 271, 300
 Kivit 263, 264
 Kiwu-See 223, 226, 232, 262, 264, 326
 Kleinafrika 2, 10, 19
 Kleinasiatisch-iranische Faltenketten 1
 Kleine Karru 13
 — Syrt 9
 Kliff 288
 Klima 3, 161, 336
 Klimatische Tabelle 5
 Kloster Simeon 406
 — St. Anton 127
 — St. Paul 127
 Kodok 168
 Kohlen 401, 407, 411, 420
 Kohlen-Flöze 298
 —-Lager Abessinien 191
 Kokkolithenkalk 380
 Kollo 210
 —-Berge 200
 Kom el-Chaschab-Stufe 152
 — esch-Schellul 154
 Kom Ombo 130
 Komoren 42, 343, 377
 —-Rücken 9
 —-Schwelle 362, 376
 Kondoa-Irangi 292
 Konglomerate 115, 258, 268, 271, 297, 326
 —, goldführende 258
 Konglomeratgneise 256, 274, 275, 291
 Kongo 2, 11, 15, 170
 —-Becken 2, 3, 10, 15, 23, 45, 184, 228, 231, 253
 —, Binnenmeer 23
 —, Triasfauna 24
 —-Rinne 15
 Konkipformationen 43
 Kontinentalblöcke 80
 Kontinentale Restinseln 380, 393
 Kontinentaler Kern Afrikas 24
 Kopal 414
 Korallen-Riffe 53, 74, 131
 —-Kalke 360
 —-Sandstein 328
 Kordofan 16, 131, 132, 171, 175
 —, Geologische Geschichte 172
 Korindonit 418
 Kornet es-Sauda 112
 Korosko 131, 170, 171
 Kortaja 164
 Korti 131, 175
 Korund 349, 418
 Kosseir 94, 97, 99, 141, 146
 Krakatau 372
 Krater 174
 Kreide 76, 179, 359, 361
 —-Massiv von Abu Roash 138
 —-Meer 333
 —, Obere 66
 Kretazischernubischer Sandstein 65
 Krieks 288
 Kristalline Auswürflinge der Atlantischen Inseln 32
 — Kalke 181, 274, 291, 345, 349

- Kristalline Schiefer 141, 171,
 181, 182, 219, 256, 270,
 272, 274, 275, 291, 292,
 345, 384
 Kristalliner Sockel Ost-
 afrikas 124
 Krokodile 151
 Krusten-Eisensteine 324
 — Felder 28
 — Material 28
 Kuanza 10
 Kubajo-Stock 195
 Kukatta 188
 Kuku-Escarpment 231
 Kulal 241
 Kuleje-Sattel 112
 Kundelungu-Schichten 265,
 296
 — System 45
 Kundwi 234, 317
 Kupfer 400, 406, 417
 — Erze 411, 412
 — Minen 174
 Kurdengebirge 120, 121
 Kurian-Murian-Inseln 83
 Küsten Afrikas 2
 — Ebene des Akaba-
 Golfes 86
 — Ebenen Palästinas 106
 — Gliederung Afrikas 2
 — Land Ostafrikas 13
 — — Südafrikas 13
 — Strömungen 287
 — Veränderungen am Roten
 Meere 99
 Kutch 64
- L**
- Lacus Arabicus 97
 — Asphaltitis 403
 Lado 131, 230, 261
 Lagagima 186
 Lagama-Sattel 106
 Lagunen 350, 367, 380
 — am Mittelmeer 130
 Laikipia-Phase 249
 — Plateau 241, 247
 Lakkolithische Intrusionen
 212
 Lakkolith von Adailo 212
 Lakustre Absätze 326
- Landenge von Suez 56
 Landpliozän 73
 Landsänger 152
 Landverbindungen 24
 Landzunge Lissan 110
 Langeberge 13
 Längsblock Afrikas 1
 La Palma 50
 La Selle 384
 Lasta (Hochland) 199
 Laterit 174, 321, 322, 346,
 379, 380, 381
 —, Analysen 347, 381
 —, Fossiler 346, 347
 —, quarziger 321
 Lateritisation 202
 Lateritische Böden 322
 — Elemente 323, 347
 Lateritit 322
 Lateritoid 322
 Latham-Graben 287
 Latuka-Berge 11, 231
 Lana-ja-Mueri 253
 Laubhölzer 147
 Laurvikit 368, 369
 Laurdalit 245
 Lavasee 389
 — in der Safa 108
 Lavatunnels 382
 Lehmtenne 165
 Lemagrut 243
 Lemuria 24, 25
 Lemuriden 374
 Lemurischer Kontinent 385
 l'Engai 244
 Leontes 114
 Lepidocyclinenkalk 318, 358
 Lerodiena 256
 Leuzitbasanit 263
 Leuzitbasalt 263
 Leuzitjoloth 263
 Leuzitit 263
 Leuzitnephelinit 263
 Leuzitnephelinsyenit 245
 Leuzittheralith 263
 Levantinisches Becken 56,
 112, 114
 Lewis-Gletscher 247
 Lherzolithe 76
 Lias 62, 182, 184, 187, 188,
 306, 312, 333, 354
- Libanon 54, 64, 65, 68, 71,
 76, 112, 114, 118, 401, 421
 Libanonkalkstein 67
 Libanon, Täler im 114
 Liberia 33
 Libysche Bucht 17
 Libysches Sandmeer 17
 Libysche Stufe 71, 135, 149
 Libyscher Urnil 131, 164,
 166, 169
 Libysche Wüste 124, 127,
 147, 151, 169
 — —, Abflußlose Senken
 159
 Liganga-Berg 413
 Lignit 392, 411
 Likonde 315
 Limnische Ablagerungen
 319
 — Kalke 271
 Limburgit 174, 242, 245,
 263, 378, 391, 394
 Limonit 323, 418
 — Formation 201
 Limpopo 227
 Lindi 283, 288, 291, 307, 317
 — Formation 313, 316
 Lindoeit 194
 Linta 362
 Liparit 84, 191, 212
 Lisch 408
 Lissan-Halbinsel 111
 Littoral Concrete Formation
 80
 Livingstone-Gebirge 233,
 235, 413
 Lohf 108
 Lolkissale 296
 Longonot 237, 242, 249
 Loolmalassin 243
 Lualaba 10
 — Schichten 46, 265, 298,
 301
 Lnapula 10
 Lubilasch-Schichten 46
 Lubudi 11
 Lubumba-Graben 265
 Ludjende 272, 303
 Lufuko 265
 Lugh 183, 194
 — Schichten 183, 194

Luhembero 283
 Luisenfelde 413
 Lukosse 283
 Lukuga 11, 265, 298
 —-Graben 233, 265, 301
 —-Tal 257
 Lukuledi 288
 Lukutu 256
 Lukwengule 413
 Lulaik 64
 Lunda-Katanga-Schwelle 15,
 45
 —-Schwelle 2
 Lupata-Enge 226, 277, 303
 —-Riegel 274
 —-Vulkanite 274
 Lusitital 275, 296
 Luwegu 239, 300
 Luxor 130, 135

M

Maan 71, 107, 108
 Maare 241
 Maarra 115
 Maastrichtstufe 350, 357
 Mackinon Road 253
 Madagasische Landbrücke
 25
 Madagaskar 2, 21, 22, 25,
 34, 42, 343, 416
 —, Bruchlinien 344
 —, Geologische Geschichte
 373
 —, Gesteinsgruppen des
 Grundgebirges 344
 —, Grenzen der Formation
 361
 —, Jura 354
 —, Kreide 357
 —, Küstenland 350
 —, Obertrias 354
 —, Ostküste 351
 —, —, marine Kreide 350
 —, Quartär 360
 —, Schwelle 8, 343, 344
 —, Tektonik 361
 —, Tertiär 358
 —, Trias 353
 —, Vulkanismus 363
 —, Vulk. Tätigkeit 372
 —, Westregion 351

Madeira 51
 —-Graben 6
 Madschabe 102
 Madi-Abfall 231
 Madji ja Weta 283
 Maëwatanana 355, 356, 357,
 362
 Mafate, Zirkus von 382
 Mafia 287
 Mafingi-Berge 270, 296
 —-Schichten 296
 Mafruth-Dom 106
 Magad-Becken 225
 Magadi-See 237, 415
 Magad-See 291
 Magarini-Sande 325
 —-Schichten 286
 Magdala-Gruppe 192, 193,
 201
 Maghagha 150
 Maghara, Jura von 144
 —-Massiv 104
 —-Welle 104
 Magnetische Störungen im
 Jordangraben 110
 — Verhältnisse am Toten
 Meere 111
 Magnetit-Lagerstätte 412
 —-Quarzite 348, 418
 Mahafaly 346, 358, 362
 Mahaggeh 78
 Mahagi 231
 Mahamid 166
 Mahavavy 355
 —-Bruch 344
 Mahé 380
 Mahery, Krater 366
 Mahokondo 285, 308
 Maji-cha-Chumvi-Schichten
 298
 Majo 50
 —, Aptychenkalke von 50
 Majotte 379
 Majunga 344, 358
 —-Bucht 357
 Makamby, Insel 358
 Makutupora-Stufe 235
 Makalla 70, 83, 84, 401
 Makangaga 310
 Makay 354, 361
 Makna 58, 86

Makonde-Fazies 315
 —-Plateau 284
 —-Schichten 310, 315
 Makranische Gruppe 80
 Makupa-Sandsteine 317
 Malachit 400
 Malagarassi 232, 257, 265,
 267, 302
 Malaimbandy 354, 361
 Malchit 171, 172
 Malediven 9
 Malm 62, 64, 184, 187, 187,
 188, 312, 356
 Malmesbury-Schichten 43
 Manambolo 355, 371
 Manandaza 350
 Mananjoro 371
 Manasamody 365
 Mandawa 315
 Mandelsteine 265
 Mandelsteinbasalt 271, 275,
 277, 286, 303, 370, 385,
 390, 391
 Mandrare 365
 Mandraty 415
 Mandritsara-Schwelle 344
 Manganhydrat 323
 Manganit 323
 Manfalut 135
 Manganerze 411, 413
 Mangerit-Charnockit-
 Gruppe 292
 Mangoky 361, 371
 Mangoro 351
 Mania 350
 Manica 275
 Manjoema-Gebirge 265, 279,
 295
 Maraho 196
 Marasch 118, 121
 Marcha-Ebene 70
 Mareb-Becken 410
 Mareotis-Lagune 408
 Margherita-See 194, 213, 215
 Margot-See 392
 Mar Hanna 401
 Mariakani-Sandsteine 298
 Marile 183
 Marion-Insel 394
 Mariut-See 131
 Marmarika 129, 184, 153

- Marohita 350
 Marokko 50
 Marokkanische Meseta 50
 Maromandia 356
 Maromandra 368
 Marrat en-Noman 119
 Marsabit 241
 Marshaghill (bei Aden) 84
 Marungu 265, 297, 302
 Maschona-Hochland 274
 --- Land 13, 14, 277
 Maskarenen 381
 --- Schwelle 9, 42, 343, 380
 Maskat 81
 Massai-Bruchstufe 236
 ---Steppe 256, 278, 290
 Massaua 179, 182, 191, 209
 --- Kanal 210
 Masseba 265
 Massewe-Plateau 269
 Massiv von Ambohitrosy 370
 --- von Fonjay 370
 Masweh 401
 Matabelerand 13, 14
 Matagoi 187
 --- Kalke 184
 Match 119
 Matsiatra 345, 349
 Matumbi-Berge 284
 Mau 238
 Maungu 253
 Mauretanische Masse 48
 Mauritius (Ile de France)
 42, 384
 Mavia-Plateau 284, 316
 Mawensi 245
 Mazamba-Fluß 317
 Mazeras-Gruppe 298
 --- Sandsteine 298
 Mbakana-Bach 413
 Mbalageti 302
 Mbamba-Bucht 270
 Mbeja-Massiv 268, 269
 Mbowo-Berg 270
 McDonald-Eilande 393
 Mediterrane Falten 49, 102
 --- Geosynklinalen 29
 --- Juraprovinz 63
 --- Molluskenfauna 166
 --- Trias 81
 Mediterranikum 100
 Mediterranstufe, erste 72
 ---, zweite 72
 Medjd esch-Schems 63
 Medrizien 411
 Medschd esch-Schems 116,
 117
 --- -Zone 117
 Meeresräume 4
 Mekka 85
 Meballet Roh 155
 Melaha-Kalk-Kette 96
 --- Kette 148, 407, 408
 Melanopsiden-Schichten 77
 Melanopsis-Stufe 73
 Melaphyr 297
 Meleke 68
 Melhamjie 73
 Melilith-Basalt 243, 250
 --- Nephelinit 263
 Melsetter-Sprungabera-
 Plateau 275
 Mamba-Bucht 274
 Menabe 357
 Mendeli 402
 Menengai 237
 Mensaleh-Lagune 408
 Menschliche Werkzeuge 74,
 155
 Menzale-See 131
 Merdjiba 400
 Mergel 357
 Merschleja 401
 Meschek-Tal 193
 Meso-Afriziden 278
 Mesopotamien 53, 56, 71, 72,
 75, 402
 Mesopotamische Faltenzüge
 29
 Mesopotamisches Tiefland 53
 Mesozoikum, marines 45
 ---, terrestres 354
 Meridionale Faltung Afrikas
 278
 Meridionales Bruchsystem
 225
 Merkmale der großen geol.
 Regionen 37
 Meroe 131
 Meru 242, 244
 Mfumbiro 262
 Mgahinga 262
 Midian 85, 400
 Midongy 345
 --- Schwelle 344
 Migmatit 143
 Mikeno 262
 Mikindani 317
 --- Schichten 286, 325
 Mikrogranit 366, 370
 Mikroklin 274
 Mikromonzonit 366, 391
 Mikroorganismen 142
 Mikrosyenit 157
 Miliolidensandsteine 75
 Mindel-Eiszeit 73, 155
 Minjonjo 256, 328
 Minshera-Welle 104
 Miozän 72, 75, 90, 110, 119,
 153, 280, 317, 318, 421
 Miopliozän 154
 Mirbat 66, 70, 72
 Miritini-Schiefer 304
 Mischgesteine 290
 Mischgneise 256
 Mitikiti 284
 „Mitteleuropäische“ Fauna
 63
 Mittelkreide 357
 Mittelmeer 9, 52, 74, 90, 91,
 164
 ---, östliche Umrahmung 39
 Mittelmeerküste 131, 154
 Mittelsudan 16
 Mittelsyrien 112
 ---, Gebirge 113
 Mittelterrasse 166
 --- des Jordantales 74
 Mittlerer Atlas 19, 49
 Mittlere Bruchzone 236
 --- Höhe des Kontinents 2
 --- Störungzone 170, 192,
 229
 Mizzi 68
 Mkatta-Graben 257, 300
 --- Steppe 327, 413
 Mlandji-Berge 234
 Mlanje-Zomba-Masse 270
 Moa 238
 Modaito 211
 Moaschi-System 294
 Mobuku-Tal 261
 Mochelia 286

- Moeris-See 163
 Moeritherium 134, 152
 Moëro-See 265
 Mogharet el-Warda 400
 Moheli 378
 Mojale 253
 Mokamba-Bucht 285
 — —, Effusiva der 286
 Mokattam 130, 134, 150, 154
 —-Gebirge 153
 —-Hügel 149
 —-Schichten 134
 —-Stufe 71, 149, 150
 Moliro 266
 Mombasa 238, 280, 288, 303,
 305, 315, 317
 Mombo 256, 325, 413
 Monaber 411
 Monazitsande 413, 418
 Monchiquit 196, 369
 Mondul 244
 Mongulkette 95
 Mons Claudianus 141
 — — (Dj. Fatira) 125
 „Mons porphyrites“ 125
 Montagne des Français 358
 Monzonit 143, 368
 Morambala-Gebirge 226, 275
 Moränen im Libanon 74
 Morondava 356, 357, 358
 Mosselbucht 44
 Mossul 72, 402
 Mount Limon 385
 — Lyell 390
 —-Meza-Schichten 317
 — Waller 239, 271, 415
 Mozambique 12, 222, 225,
 226, 255, 275, 285, 291,
 295, 303, 316, 318, 323
 —, Grundgebirge in 292
 —, Schollenzerbrechung 272
 —-Straße 373, 376
 Mpapua 278
 Mpata 271
 Mpipwi-Berge 325
 Msab-Tadmeit-Platte 19
 Msalala 258, 295, 412
 Mtaru 306
 Muansa-Golf 259
 Muera-Plateau 284
 Mugamba 264
 Mugearit 175, 384
 Muger 185
 Muhawura 262
 Muidir 48
 Muischa-Graben 262
 Mukaisir, Vulkan 78
 Murchison-Berge 16
 —-Fälle 169, 231, 260
 Musandim 80, 81
 — in Oman (Trias) 62
 Muskovit 413, 418
 Muvindi 232
 Mvuha 299
 Mwapo 273
 Mwutan-Nsige 232
 Mylonit 270
 Mylonitgneis 296

 N
 Naba Ramoda 192
 Nabatiye-Sattel 112
 Nabulus 107
 Nachel-Distrikt 408
 Nadelkap 1
 Nafata 402
 Nagelfluhen, miozäne 114
 Nag Hamadi 131
 Nahr el-Anali 114
 — el-Damur 114
 — el-Kadischah 114
 — el-Kebir 77
 — —-Bucht 73
 — Ibrahim 114
 Nairobi 247, 248
 Naivasha-Graben 12, 41, 222,
 237
 — —, Hauptstaffeln 237
 — —, Teilbecken 237
 —-Phase 249
 —-See 226, 237
 Nakota 325
 Nakuru 237, 238
 Namaformation 43
 Namaputa 413
 Nambawala 315
 Namib 3
 Namlagira 262
 Namuli 13
 —-Berge 274
 Nandi 260
 —-Berge 296
 Nano-Plateau 234
 Nari Syriens 75
 Natal-Becken 8
 Natron 133, 408
 —-Böden 328
 —-See 164, 253
 —-Seen 408
 —-Tal 159
 Nazareth 71
 Ndara 253
 Nebi Dahi 107
 — Musa 403
 Nechesia 405
 Nedjd 37, 78, 85, 399
 Nefud 75
 —, großer 79
 —, kleiner 79
 Nehrungen 80
 Neiges-Massiv 382, 383
 Neoafriziden 279
 Neokom 66, 187, 188, 190,
 304, 310, 312, 316, 357
 Neotropische Säugerwelt 24
 Nephelin-Basalt 250, 277
 —-Basanit 196, 245, 250
 —-Gneis 349
 —-Dolerit 378
 Nephelinit 196, 242, 243,
 250, 251, 252, 261, 378,
 379
 Nephelin-Monzonit 369
 —-Syenit 157, 239, 246,
 250, 270, 281, 293, 347,
 349, 368, 369, 391
 Nerineen-Schicht 309
 Neu-Amsterdam 42, 388
 Neu-Langenburg 268
 Newala-Sandstein 310
 Ngano-Graben 261
 Ngasamo 412
 Ngerengere 239, 254
 —-Schichten 306
 Ngong-Berg 248, 249
 Ngoróngoro 243
 Nguru 238
 Nguruman-Sonjo 254
 Nickel 349, 418
 Nicolia aegyptiaca 193
 Niederafrika 2, 10, 15
 Niederguineisches Rand-
 gebirge 15

- Niederschlagsverhältnisse 3
 Niederterrasse 166
 — des Jordantales 74
 Niger 2, 16, 47
 — Becken 16, 17
 — Bogen 46
 Nil 2, 130, 131, 166
 —, ältere Flußwege 169
 —, equatorialer 169
 —, erster Katarakt 167
 —, Hauptsammelbecken 167
 —, historischer 164
 —, paläarktische Fauna 166
 —, rezente Faunen im 166
 —, Stromgebiet 167
 —, transsaharischer 167
 — Absätze 155
 — Delta 102, 155
 — Hochflut 130, 163
 — Hochfluten, Marken der 130
 Nilotische Becken 169
 — Fauna 74
 Nilschlamm 106, 130, 162
 Nilschwellen 167
 Nilschwelle, sommerliche 130
 Nilsystem 167
 —, abessinisches Hauptbecken 167
 —, Beckenbildung 169
 —, Entstehung 167
 —, Ghsal-Hauptbecken 168
 —, Kioga-Becken 168
 —, Uganda-Hauptbecken 168
 —, Viktoria-Becken 168
 Nital 131, 135
 —, Diluviale Seen 166
 —, Tektonik 131
 —, Bucht im Pliozän 154
 Nimulé 231
 Niragongo 262
 Nitrat 408
 Niyri-Escarpment 231
 Njassa-Graben 41, 233, 237, 270
 — Hochland 13
 — Land 12, 291, 302
 — Phase 248
 Njassa-See 226
 — —, Becken 233
 — System 233
 Njika 293
 — Granit 293
 Njoro 238
 Nkala 234
 Nkana 273
 Nobat Dakom 64
 Nordafrikanischer Wüstengürtel 124
 Nordarabische Steppe 79
 Nordäquatoriale Wasserscheide 2, 15
 Nordatlantischer Rücken 6
 Nord-Galala 145
 Nordische Faunenelemente 151
 Nordkamerun 46
 Nordkordofan 39
 Nordmarkit 368
 Nordostafrika 11
 Nordsyrische Wüste 118
 Nordsyrien 67, 118
 Norit 292
 Nosy Bé 351, 354, 367
 — Karakajoro 372
 — Komba 368
 — Varika 350
 Noto-Plateau 284
 Nuba-Berge 16, 132, 173, 406
 Nubien 16, 91, 125, 131, 170, 406
 —, Küstengebirge 170
 Nubischer Sandstein 55, 65, 135, 144, 145, 146, 170, 406, 421, 422
 — —, älterer 62
 — —, Pflanzen- und Tierreste 147
 Nukra Ebene 108
 Nummuliten 71, 149, 318
 — Kalk 67, 70, 71, 72, 81, 219, 285
 Nummulites gizehensis 134
 N'Tingui 379
 Nusairier-Gebirge 68, 71
 Nyika-Granit 270
 Nymphäaceen 145
 Nzilo-Schichten 294
 O
 Oase Areg 164, 165
 — Baharije 136, 138, 145, 149, 159, 160, 166, 407
 — Charge 127, 135, 140, 147, 149, 159
 — Dachel 127, 135, 147, 159
 — Djof 79
 — Dungul 135, 149, 159
 Oasen, Entstehung 160
 Oase Farafra 135, 137, 149, 159
 Oasen, große 129
 Oase Iddailja 138, 159
 — Karieten 117
 — Kurkur 159, 160, 162
 — Mehin 117
 — Moghara 134, 153, 156, 164, 166
 — Siwa 129, 134, 151, 153, 164
 — Teima 78
 Oasis major 159
 — minor 160
 Obeid-Kadero 171
 Oberalgonkium 41
 —, Vulkanismus 144
 Oberer Rudistenkalk 67
 Oberguinea-Schwelle 24
 Oberkreide 190, 205, 219, 281, 285, 316, 357
 Obermiozänmeer 72
 Oberregionen, orographisch-morphologische, Afrikas 2
 Obertrias 353
 Obsidian 382
 Ogaden 180
 Okawango-Becken 14
 Olbolossat-Plateau 238
 Oldéani 243
 Oldonjo l'Engai 242
 Oldowai 249, 328
 Oligozän 72, 89, 151, 249, 318, 358
 —, Vulkanismus in Egypten 153
 Ololmoti 243
 Olossirwa 243
 Oman 37, 55, 56, 60, 80, 400, 401
 — Bogen 36, 38

Oman-Faltengebirge 37
 —-Gebirge 9, 11, 58
 — —, Untergrund 81
 —-Küste 22
 Omo 186, 201, 238, 319
 —-Schichten 319
 Onilaly 352, 358
 —-Becken 420
 Oolith 305, 356
 —-Sande 75
 Opal 202
 Ophir 78, 399
 —-Fahrten 109
 Orangi 293
 Oranje 44
 —-Becken 8
 —-Kolonie 44
 Orbitolinen 316
 —-Schichten 219
 Orogener Ring 35
 Orogen, versenktes 35
 Orontes-Bucht 72
 — (Nahr el-Asi) 119
 Orthogneis 348, 349
 Osmundaceen 145
 Ostafrika 3, 12, 40, 222, 412
 —, Bruchzonen und Gräben 23, 100, 228
 —, Erdbeben 41
 —, Erforschungsgeschichte 222
 —, geographischer Überblick 225
 —, geologische Geschichte 330
 —, Gesteine und Schichten 288
 —, Grundgebirge 124, 253
 —, Grundzüge des geologischen Baues 227
 —, Hochland 225
 —, junge Blockbewegung 228
 —, jüngeres Algonkium 294
 —, jungvulkanische Gesteine 329
 —, Jura 303
 —, Karagwe-System 296
 —, Karru-Formation 297
 —, Kinga-System 295
 —, Konde-Vulkane 268

Ostafrika, Kreide 315
 —, kristalliner Sockel 135
 Ostafrikanische Küste 225, 288
 Ostafrika, Küstenland 280
 —, mariner Saum 227
 —, marines Quartär 328
 —, Morphologie 336
 —, Mozambique 272
 —, Njassa-Shire-Gebiet 270
 —, östlicher Ast des Grundgebirges 253
 —, Quartär 320
 —, Rumpfflächen 228
 —, Schüttergebiete 254, 255
 —, Tanganjika-See 265
 —, Tektonik des Grundgebirges 277
 —, Tertiär 317
 —, Uganda und Zwischenseen-Gebiet 261
 —, Umgrenzung 222
 —, Virunga-Vulkane 262
 —, Vorland 225
 —, vulkanische Landschaft 241
 —, westlicher Ast des Grundgebirges 260
 —, zentrales 225
 —, Zentralgranit 257
 Ostafrikanische Magma-provinz 34, 39
 Ostafrikanisches Schiefergebirge 227
 Ostafrikanischer Störungsstrang 240
 Ostinsel 394
 Östliche Störungszone 229, 238
 — —, Nebenzweig 239
 — Schiefergebirge 254
 — Umrahmung des Mittelmeeres 56
 Ost-Erg 19
 Ostindien 34
 Ostjordanland 69, 106
 Ost-Palästina 107, 108
 Ostrea cucullata-Stufe 154
 Ost-Sinai 89
 Ostsudan 16, 131, 170, 194
 —, Blockzerlegung 167

Ostsudan, tertiäre Ergußgesteine 170
 —, — Schollenzerlegung 173
 —, Vulkanismus 174
 Overwegi-Schichten 147
 Oxford 63, 187, 188, 281, 304, 306, 309, 312
 —, Korallenfazies 63
 Ozeanite 383, 385

P

Paisanit 171, 194
 Palagonittuffe 378
 Paläarktische Typen 154
 Palaeomastodon 134, 152
 Paläozoikum 21, 46
 —, marines 37
 Paläozoische Faltung 22
 — Meerestransgressionen 48
 — Transgressionen 21
 Palästina 37, 63, 68, 71, 106, 402
 Palästinischer Horst 107
 Paleozän 149
 Palmyra 72, 117
 Palmyrische Wüste 52, 73, 117, 118
 — Ketten 68, 71, 80, 112, 117
 Pamalombe-See 234
 Pamanzi 379
 Pamplemousses 384
 Pangani-Fälle 283
 —-Senke 238
 —-Tal 256
 Pantellerit 193, 196, 197, 210, 250, 252
 Paragneise 291, 348, 349
 Parapithecus 152
 Pare 256
 Pechblende 257, 413
 Pechsee 402
 Pechstein 369
 Pecten obrutus-Mergel 148
 — Vasseli F. 329
 Pegmatit 256, 257, 292, 293, 345, 348, 349, 413, 414, 418
 Pelés Haar 382

Peltoceras bimammatum-
 Stufe 64
 — transversarium-Stufe 63
 Pemba 287
 —-Bucht 274, 288
 —-Graben 287, 336
 Penck-Gletscher 246
 Pendambili 306
 Peridotit 238, 348, 349
 Perim-Insel 77, 99
 Perm 281, 352
 —, marines 24
 Permfauna des W. Schellal
 60
 Permische Meer 353
 Permische Randtransgression
 22
 Permokarbon 359
 Permokarbonate Eisperiode 35
 — Vergletscherung 373
 Persischer Golf 53, 72, 75, 80
 Personatenoolith 306
 Petra 59, 61
 Petrographische Provinz von
 Ampasindava 367
 Petroleum 407, 419
 Pflanzenkleid 4
 Phialasee 108
 Phlogopit 419
 Phönizien 112
 Phonolith 76, 84, 196, 198,
 205, 242, 243, 245, 246,
 250, 251, 252, 261, 269,
 277, 283, 286, 368, 378,
 379, 391
 Phosphate 147, 407, 419
 —, palästinische 403
 Phosphatkalke 67, 68
 Phyllit 141, 172, 181, 258,
 275, 295, 296, 345, 349
 Physiographie Afrikas 1
 Pico de Teyde 50
 Pieter Booth 384
 Pikrit 292, 383
 Pindiro-Schiefer 295
 —-Tal 284
 Piton Bory 382
 — de la Fournaise 42, 382
 — des Neiges 382
 Plaine des Sables 382
 Pläner 67

Plateau-Eruptionen 248
 — rouge 201
 Platin 417
 Pliozän 72, 76, 118, 154,
 192, 249, 280, 317, 326,
 329, 360, 376
 Pliozänmeer, jüngerer 72
 Plumboniobit 413
 Pluvial, großes 155
 Pluvialzeit 73, 74, 338
 Pointe d'Ankifi 368
 Pondoland 45
 Pontische Stufe 72, 154
 Poroto-Rücken 269
 Porphyre 174, 175, 181
 Porphyridecken 265, 297
 Porphyrit 133, 297
 —-Formation 143
 Port Amelia 316
 — Herald 271
 — Safaga 408
 — Said 154
 — Sudan 90, 91
 Possession 394
 Posthume Störungen 238
 Prasinit 181
 Praslin 380
 Pretoria 43
 Primitive Mountain Axis of
 East-Africa 253
 Prinz-Eduard-Inseln 394
 —-Wilhelm-Gebirge 390
 Productuskalk 60, 81
 Propiiopthecus 152
 Proto-Afriziden 277
 Psilomelan 323
 Pteropodenmergel 68
 Pugusandstein 316
 Pulaskit 245, 250, 252, 368
 Pungwe 234
 —-Fluß 235
 Puy Joffre 366
 Pyramiden von Gizeh 134
 Pyroxenit 292, 419

Q

Quartär 56, 106, 191, 192,
 283, 319, 326, 359, 423
 —, marine Kalke 154
 —, terrestres 320

Quartäre Konglomerate 266
 — Seeablagerungen 271
 — Störungen 287
 — Verbiegungen 109
 Quarzbostonit 270
 Quarzgänge 173
 Quarzit und -Schiefer 172,
 180, 181, 258, 261, 270,
 275, 279, 288, 291, 296,
 345, 349
 Quarzitkonglomerat 266
 Quarzmonzonit 379
 Quarzporphyr 297, 303
 Qasr es-Sagha-Schichten
 150, 151
 Quasr Farafa 137
 —-Sattel 138
 Quatrani-Schichten, Wirbel-
 tierreste 151
 —-Stufe 152
 Quene 130, 131, 140, 141
 —-Achse 140
 Quercus ilex 162
 Querblick Afrikas 1

R

Rabai-Schichten 304
 Radioaktive Mineralien 348,
 413, 418
 Radioliten-Kalk 219
 Rahad 167
 Raibler Schichten 62
 Rajan-Schichten 150
 Randtransgressionen 22
 Randüberflutungen 22
 Ranohira 353, 362
 —-Becken 419
 Raram el-Kibljie 108
 Ras Beirut 68
 — Benas 141, 407
 — Daschan 199
 — Dib 91
 — Djesireh 72
 — el Djebel 2, 80
 — el-Hadd 1, 9, 81
 — en-Nukra 107
 — Fartak 71, 77, 82, 83, 84
 — Gimsah 407
 — Häfun 206
 — Mohamed 88, 97

- Ras Nus 82, 83
 Raseneisenerz 175
 Rass 400
 Ras Scharwein 71
 Ratzel-Gletscher 246
 Ravine-Beds 150
 Raweija 408
 Redjaf 231
 Regenarme Gebiete 3
 Regenmengen, jährliche 3
 Reibungsbrekzien 258, 270
 Rempart de Belcombe 382
 — des Sables 382
 Réunion 42, 381
 Rhät-Lias 281
 Rhodesien 45
 Rhombenporphyr 245, 250,
 252
 Rhyolith 76, 157, 193, 194,
 197, 215, 248, 271, 303,
 364, 366, 369, 387, 388,
 391
 Riad-Jura 64
 Ribaue-Massiv 274
 Richthofeneis 393
 Riebeckit 219
 Riebeckitgranit 142, 143,
 213, 217, 369
 Riebeckitrhyncholith 175
 Riebeckittrachyt 175, 194,
 364
 Rif-Atlas 19, 50, 421
 Riffe 329, 381
 —, ältere, fossile 74
 —, gehobene 385
 —, jüngere, fossile 75
 —, Lebensgemeinschaften
 75
 — der Süßwasserauster 132
 Riffgesteine 191, 328, 380
 Riffkalk 328
 Rift Valley 224
 — valleys 87
 Ripon-Fälle 169, 260
 Risan-Aneisan-Hügel 106
 Riss-Eiszeit 73, 155, 166
 Risut 84
 Rodriguez 9, 42, 385
 Romanche-Tiefe 6
 Rombozone 245
 Rondo-Plateau 284, 309
 Rogers Head 394
 Roseires, Schwelle von 167
 Rosette 130
 Roßberg 391
 Roterden 75, 201, 320, 327
 Roter Sand 79
 Rotes Meer 9, 53, 54, 56,
 73, 74, 75, 77, 89, 97, 147,
 149, 153, 178, 191, 211
 — —, absolute Schwere 93
 — —, Name 126
 — —, Schwerkverhältnisse
 92, 93
 Rotkupfererz 379
 Rotland Egyptens 126
 Rotlehme 320, 328
 Rovuma 255, 288
 Ruaha-Graben 236
 Ruanda 261, 262
 —-Scholle 262
 Rubeho 291
 Rudolf-Becken 225
 —-See 12, 40, 178, 180, 204,
 226, 238, 253, 319, 326
 —-Senke 12, 168
 Rufidji 283, 299
 —-Knie 283
 —-Luwegu 255
 Rugga-Paß 190
 Ruhembe 300
 Ruhuhu 272, 300, 414
 —, Karu-Landschaft 271
 Rukkadstrom 108
 Rukuru 234, 273
 Rukwa-Fauna 268
 —-Graben 233, 268, 298,
 301
 —-See 268
 —-System 233
 Rumpffläche 277
 Rumpfflächen Ostafrikas 168
 Rumonge 293
 Rum-Sattel 112
 Rundhöckerlandschaft 393
 Rungwe 265, 269
 —-Vulkane 236
 Rusi-Tal 260
 Russisi 232
 Rutschurn-Ebene 232
 Ruvu 257
 —-Schichten 308
 Ruwensori 13, 223, 226, 232,
 261
 —, diluviale Vergletscherung
 261
 —, Vergletscherung 261

 S
 Sabaki 229, 253, 298
 Sabbagh 58
 Sabcha 119
 Sabi 275, 277, 303
 Sadani 225, 281, 306
 Sadjur Su 71
 Safa 77, 108
 Safaga-Distrikt 147, 408
 Saganeiti 201
 Sahara 3, 17, 24
 —-Atlas 49
 —-Meer 154
 — —, diluviales 48
 —-Plateau 50
 Sahariden 22, 48, 50
 Saharien 48
 Saharischer Atlas 19
 Sahel Alma 68
 Saida 112
 Sajoa 367
 Sakadimy 364
 Sakalavenland 351
 Sakondry 357
 —-Tal 355
 Salazie, Zirkus von 382
 Sallale 191
 Salpeter 408
 Salt Range Indiens 60
 Salz 164, 404, 408, 415
 —-Ausblühungen 79
 —-Ebene 211
 —-Böden 78, 159
 —-Gehalt 79
 —-Gips-Formation 56, 72,
 153, 154, 402, 407
 —-Lösungen 162
 —-Mergel 153
 —-Niederungen 78
 —-Seen 163, 164
 Samaria 106
 Sambesi 2, 10, 13, 41, 275,
 277, 288, 303
 —-Furche 226

- Sambesi-Schotter 326
 — Tal 274
 —, oligozäner Meeresarm 249
 Sambu 256
 Samia-Berge 413
 Samujie 293
 Sana 213, 401
 Sandsteine 296, 297, 298, 299, 300, 302, 303, 353, 354
 Sandstein, nubischer 39
 — Schichten 302
 — Tafeln 47
 Sanhuti 285
 San-Paulo de Loanda 10
 Sansibar 287
 — Archipel 333
 Santonien 146
 —, Leitfossilien 146
 Sao Vinzenz 51
 Saranda-Stufe 235
 — Terrasse 235
 Saris 157
 Sarkaja 121
 Sarmatische Stufe 72
 Saron 106
 Sar ul-Ghul 60
 Säugerreste, diluviale 260
 Säugetiere, fossile 328
 Saumriffe 75, 287, 350
 Saura 48
 Saurier-Horizont 309
 — Lager 311
 — Schichten 190
 Savanne 4
 Schachtelgraben 90, 217
 Schammar 54, 78
 Schari 15
 — Becken 268
 — System 174
 Scherung des Grundgebirges in Kamerun 47
 Schebeli 186, 204
 Scheich-Hussein 183
 Schekif-Mulde 112
 Schelfplatte 287
 Schella-Gebirge 13
 Schephela 106
 Scherm 75, 90
 Scherme 53, 85
 Schibam 83
 Schichten von Andrarona 344
 Schildkröten 151
 Schild-Vulkan 269
 Schira 245
 Schirwa-See 270
 Schlackenkegel 364
 Schlammvulkane 211
 Schoa 182, 185, 200
 Schollen-Blöcke des Sudans 38
 — Kippung 96
 — Zerbrechung 279
 Schott el-Djerid 19
 Schottermassen 326
 Schott Melrir 19
 Schotts 19
 Schukra 64
 Schuschter 402
 Schütterellipsen 239
 Schutzrinde auf Inschriften 78
 Schuwak 85
 Schwarzerde 321
 Schwarzerden der Jesreel-Ebene 107
 Schwarzland Egyptens 126
 Schwefel 404
 Schwelle von Oberguinea 16
 Schwerestörungen am Roten Meere 92
 Schwestern, Krater der beiden 367
 Sciumaghelle 410
 Sebejir-Insel 77, 98, 99
 Seberdjed-Insel 99
 Seebeben 6
 Seekühe 149
 Seen im Abessinischen Graben 213
 Seesäger 151
 Seifengold 400, 406, 417
 — der Nuba-Berge 174
 Seiga-Mine 405
 Seillava 382
 Seismizität 336
 Sekenke 258, 293, 412
 Selemije 119
 Semha (Insel) 216, 217
 Semien 199
 Semliki 231, 261
 Semna-W. Halfa 130
 Sena 275
 — Sabi-Schichten 274, 286, 326
 Senafe 182
 Senegal 15, 47
 Senegambien 17
 Senken in Nordegypten 129
 Sennar 174
 — Becken 167
 Senon 67, 68, 69, 70, 71, 146, 148, 170, 219, 283, 316, 317, 357, 421
 —, Leitfossilien 146
 — der Ostküste von Madagaskar 34
 Septarienmergel 306, 308
 Serabit el-Chadem 404
 Seraf 132
 Serat-Vorterrasse 85
 Serbal 57, 58
 Serpentin 76, 121, 142, 379, 418
 Seychellen 8, 42, 380
 Shabel-Schichten 422
 Shaduan 96
 Sheringoma-Plateau 234, 285, 317, 318
 Shimanimani-Gebirge 227, 275
 Shimba-Grits 299
 Shire 226, 273, 303
 — Graben 234, 271
 — Hochland 234
 Shoshonit 252, 264
 Shusht el-Maghara 104
 Sichem 71
 Siddim-Tal 111
 Sidr el-Khamis 138
 Sierra de la Ventana 32
 Sierron von Buenos Aires 31
 Silber 400, 407
 Silhouette 380
 Silikate 323
 Silur 46, 48, 60
 — von Französisch-Guinea 47
 Sima-Entblößung 32
 — Sphäre 28
 Sinai 37, 54, 55, 57, 66, 70, 71, 72, 76, 87, 400, 401

- Sinai, alte Intrusiva 57
 — Granit 78
 — Halbinsel 53
 — Karbon 144
 —, Schollenzerlegung 88
 Sinait 57
 Sinaitische Hauptwasser-
 scheide 57
 Sind-Ketten 80
 Singeli-Gebiet 190
 Sinjal 271, 274
 Sirbonischer See 102
 Sirwah 400
 Sittrah-See 164
 Skapolithführende Gesteine
 291
 Smithsund 297
 Sobat 132
 Sochet heman 164
 Soda 415
 — Schlammströme 244
 Sodom 73, 111
 Sofala 285
 — Plateau 235
 Sofia 344
 Sokoho-Berg 286
 Sokotra 2, 216, 217, 218
 —, Faltungen 219
 — Gruppe 9, 40
 — Inseln 206, 217, 220
 — Masse 219
 — Schwelle 217
 Solifluktion 395
 Sölvbergit 157, 194, 286,
 366
 Somali-Abbruch 210
 — Becken 9
 Somalien 12, 179, 186, 190,
 194, 204, 220
 —, Grundgebirge 205
 — Ostrand 205
 —, Tektonik der Indik-
 Küste 206
 —, Westrand 205
 Somali-Halbinsel 41
 — Küste 3
 Som. Baugesetz 25, 36
 Somalisches System 225,
 272, 280
 Somba 293
 Sommerregen 3
- Soor 401
 Sotik 254
 Spaltenergüsse 242
 Spatha-Aetheria-Fauna 166
 Speke-Golf 259
 Sphinx 150
 Spiegel des Nils 130
 Sprengwirkung 162
 Spungabera-Gruppe 275, 296
 — Masse 235
 Ssabinjo 262
 Ssambu 244
 Ssamuje 412
 Ssongwe 300
 — Graben 233
 Stairs-Spitze 261
 Staubecken im Niltale 130
 St. Helena 8, 32, 50
 — Johns-Insel 409
 — Paul (Insel) 42, 386, 387
 Stefanie-Graben 215
 — See 213, 238
 Steilabbruch Hochabessini-
 ens 91
 Stein-Fliesen 78
 — Kohle 414
 — Salz 419
 — Wüste 157
 Steppe 4
 Steppen-Kalke 256, 321
 — Lehm 268
 — Vegetation 4
 Stilpnosiderit 323
 Stirnmoränen der Gebirge
 Mittelsyriens 114
 Stormberg-Gruppe 44, 298,
 331
 Störungszone, Entstehung
 230, 240
 Störungszonen 224
 —, Alter 239
 —, Geoidale Schwerestörun-
 gen 240
 —, Seismische Erscheinun-
 gen 239
 —, Vulkanische Tätigkeit
 239
 Strandterrassen 106
 Straße el-Mandeb 77
 — von Gibraltar 9, 50
 Streusanddünen 156
- Stromsysteme 3
 Stufe der Trigonia distans 67
 — des Eoradiolites liratus 67
 — Knemiceras syriacum
 67
 — Spirifer mosquensis
 144
 Stufenlandschaften Süd-
 afrikas 13
 Suai-See 190, 212, 213
 Suakin 91, 131, 174
 — Bruch 97
 Subalkalische Gesteine 383,
 388
 Submarine Täler 288
 Subtropischer Wald 4
 Suchne 117
 Sudan 3, 15, 24, 46, 125
 Südafrika 3, 13, 23, 43
 Südafrikanische Union 43
 Südafrikanisches Hochland
 2, 227
 Süäquatoriale Wasser-
 scheide 2, 15
 Südarabien 70, 72
 —, Küste 75, 84
 Südatlantischer Ozean 24
 — Rücken 6
 Südatlantisches Becken 24
 Süd-Egypten 91
 — Syrien 102
 — Tunesien, Schotts 2, 10,
 19
 — Westafrika 14
 Suess-See 249
 Suez-Enge 74
 — Golf 139, 153
 —, Faltungen 99
 — Graben 39, 98
 —, Schachtelgraben 99
 —, Schwerkverhältnisse
 99
 Sugota-See 237
 Sukari-Grube 405
 Suk el-Chan 403
 Sukwala 198, 215
 Sula-Bucht 210
 Sultane 164
 Sumbadzi 414
 Supuko Loldian 287
 Susswa 237

Süßwasser-Absätze 351
 — Kalke 302
 — Pliozän Syriens 115
 — Seen 73
 Swazi-Schichten 43
 Syenit 133, 141, 181, 368, 380
 Syrabien 10, 11, 37, 52, 53, 399
 —, Abdachung 53
 —, Geologische Geschichte 54
 —, Jura 62
 —, Kreide 65
 —, Küsten 53
 —, Oberalgonkium 59
 —, Paläozoikum 59
 —, Präkambrisches Grundgebirge 57
 —, Quartär 73
 —, Schichtenfolge und Gesteine 57
 —, Tertiär 71
 —, Trias 61
 —, Vulkanite 76
 Syrabischer Festlandskern 70
 Syrien 54, 71, 76, 87, 100, 240, 400
 —, Ammonitenfauna 69
 —, Gliederung 102
 —, inneres 100
 —, mittelmeeeresnahes 100
 Syrische Gräben 108
 Syrische Richtung 88, 89
 Syrischer Bogen 11, 23, 38, 39, 49, 56, 100, 101, 103, 104, 107, 118, 125, 136, 421
 Syrischer Bogen, Faltungsphasen 138
 — —, zweite Hauptfaltung 90
 — Grabenzug 12, 38, 54, 121, 122

T

Taalat Musa 112
 Tabab, Vulkan 82
 Tadjura-Golf 212
 — Bucht 192

Tafelbergsandstein 43
 Tafrogenese 56, 89, 240
 Tagalala 283
 Tahitit 250
 Taita 253
 — Gebirge 291
 Takasse 199
 Taltal 210
 Tamatave 371
 Tana 236, 253
 Tana-See 200
 Tananarive 344, 345, 363, 370
 Tanb, Insel 80
 Tanezruft 18
 Tanga 281, 287, 305, 325, 412
 —, Jura 281
 — Moa 299
 — Schichten 299
 Tanganjika 262
 —, Abfluß 266
 — Bahn 254, 281, 299, 303
 — Formation 232
 — Graben 41, 232, 233, 266, 301
 —, Halolimnische Fauna 267
 —, Lotungen 232
 — Problem 267
 — Sedimente 232
 — See 223, 226, 229, 232, 293, 296, 414
 — Schichten 265, 294, 296, 301
 — System 233
 —, Wasserspiegel 266
 Tarabulus 72, 114
 Tarossero 244
 Taru-Granwacken 298
 Tassili der Asdjer 17, 48
 Taubeninsel 68
 Taudeni 48
 Tauriden 122
 Tauridische Randzone 120
 Taurisch-iranische Falten 53
 Taurus 116
 Tebuk 85
 Teguletta 191
 Teleki-Vulkan 242
 Tell-Atlas 19, 49
 — Dschefne 108

Tell el-Adjul 107
 — — Djamid 401
 — — Dschena 108
 — Kijara 402
 Tendaguru 303, 308, 423
 — Expedition 224, 311
 — Schichten 308
 Tenerifa 50
 Tephrit 251, 252, 286
 Terrestrische Ablagerungen 325, 326
 Terrestrisches Jungtertiär 318
 Tertiär 45, 56, 284, 359, 422, 423
 Tertiäre Wälder 392
 Teschenit 197
 Tete 303
 — Becken 274, 275
 Tethys 28
 — Geosynklinale 49
 — Mittelmeer 22
 „Teufelsnadel“ 244
 Theben 129
 Thermalquellen 164, 283, 366
 Thermen 198, 231
 Thomson-Gebirge 391
 Tiberias 107
 — See 71, 112
 Tibesti 17, 175
 — Massiv 48
 — Schwelle 2, 17
 Tidikelt 19
 Tiefsee-Becken 7
 — der Ozeane 27
 — Karten 27
 — Lotungen 6
 — Sande 6, 8
 — Sedimente 8
 Tigre 184, 203
 — Abbruch 97
 — Kante 209
 Tigris 402
 Tih 66, 88
 Tihama 75, 84, 85
 Tih-Isthmuswüste 87
 — Plateau 70, 76
 —, Wüste 109
 Tingtart 19
 Tinguait 157, 171, 172, 173, 194, 270, 368, 379

- Tira, Goldseifen 174
 Tiran 402
 — Insel 99
 Tired el-Tulul 77, 108
 Titan-Eisenerze 413
 — Hydrat 323
 Tithon 304, 309, 312, 356
 Tja Fukwa 302
 — — Rücken 295
 Toarcien 355
 Togo 46
 Tonalit 143
 Tone, rote 358
 —, Tonschiefer 181, 295,
 296, 298, 300, 302, 354,
 357
 Tongombory 371, 372
 Tonschiefer-Plateau 262
 Toquile 194, 195
 Tor 75
 Torat 410
 Torfartige Lagen 288
 Torfmoore 360
 Toru 231
 Totes Meer 12, 21, 37, 55,
 59, 66, 76, 110, 111, 403
 Towila 96
 Trachyandesit 264, 383
 Trachydolerit 242, 243, 245,
 250, 251, 252, 263, 264,
 269
 Trachyt 84, 193, 195, 242,
 248, 250, 263, 269, 270,
 286, 363, 364, 369, 372,
 383, 391, 394
 Trachytische Serie 202
 Trachytoid-Phonolith 286
 Transgression, oberkreta-
 zische in Saharien 48
 Transgressionssedimente 65
 Transvaal 45
 — System 43
 Trapp 76, 84, 184
 — Decken 40, 179, 192,
 194, 201, 205
 — Ergüsse 192
 — Gänge 174
 Trias 22, 182, 359, 361
 — Binnenmeer 184
 —, marine 42, 55
 —, Palästina 61
 Trigonía Schwarzí-Horizont
 310
 — Smeel-Horizont 309
 Trigonien sandstein 65
 Trinidad 33
 Trilobiten 60
 Tripolitanién 48
 Tripolitani sche Tafel 18
 Tristan d'Acunha 8, 32
 — — Gruppe 50
 Troctolith 370
 Trogtäler 393
 Tropenflachmoor 327
 Tropischer Hochwald 4
 Trümmer-Böden 157
 — Kalk von Alexandrien
 154
 Tsaratanana 344, 346, 363
 Tschad-Becken 2, 15, 169
 — Schari-Mulde 16
 — See 16, 17
 Tschagos-Inseln 9
 Tschamo-See 213
 Tschertschergebirge 183,
 186, 190, 204, 209
 Tschoko-Gebirge 199
 Tserena-Fluß 203
 Tsiáfajavona 344
 Tsiáfakafo 364
 Tsiandava 361
 Tsimandao-Manarahaka-
 Schwelle 344
 Tsi ribihina 362
 Tuat 19
 Tuareg-Massiv 17, 48
 Tucul 410
 Tuemmo-Gebirge 17
 Tuffe 77, 219, 245, 269,
 366, 378, 391
 Tug-Terfa 186
 Tulear 346, 356, 358
 Tumal Bed, Vulkan 78
 Tunis 62
 Türkis 404
 Turoka-Serie 291
 Turon 66, 67, 68, 69, 70,
 146, 148, 219, 357, 358
 —, Leitfossilien 146
 — Meer 47
 Turu 257, 321
 — Bruchstufe 235, 236, 290
 Turu-Staffel 235
 — Terrasse 235
 Tuweiq-Plateau 64
 Tuz Charmati 402
 Tyrische Treppe 107
 Tyrus 114
 U
 Ubangi-Kongo-System 15
 Überflutungen, epikontinen-
 tale 332
 Übergangstafel 390
 Ujdjidi 266
 Uelle-System 174
 Ufiome 241
 — Vulkan 256
 Ufipa 233, 295, 297
 Uganda 222, 223, 224, 296
 — Bahn 238, 281, 298, 304,
 414
 Ugogo 236, 257, 290, 291,
 321, 327, 328
 — Grenzgebirge 257
 Uha 265, 302
 Uhehe 238, 257
 Uitenhage-Formation 357
 — Schichten 45
 Ulu-Berge 279, 414
 — Gebirge 291
 Uluguru 13, 225, 254, 283,
 291, 293, 299, 320
 — Gebirge 257, 413, 414
 Ultrabasische Intrusionen
 238
 Umbugwe 328
 Umia-Gruppe 186
 Umm Eigt 405
 — el-Kurajat 85, 400
 — Gamil 405
 — Garaiait-Mine 405
 — Rus 405
 — Schomer 58
 Umrissformen Afrikas 24
 Ungoni 255, 257, 320
 Unjamwesi 257, 290
 — Plateau 2
 — Uganda-Becken 226, 259
 — Hochland 13
 Unjika-Malila 233
 — Plateau 268
 Unjoro 296

Untere Trias 353
 Unterer Rudistenkalk 67
 Unterkreide 40, 205, 315,
 357
 —, marine 66
 Unterpleistozän 249
 Upangua 413
 Upogoro 13, 255
 Urema-Graben 234, 285
 Urgan 315, 316
 Ur-Schari 169
 Urschollen 30
 Urundi 262, 295, 296
 Urwale 149
 Usafua-Graben 268
 Usagara 255
 Usambara 238, 254, 256,
 281, 291, 293, 299, 320,
 413
 Usamiro 258
 Usaramo 283, 316
 —-Sandsteine 283, 316
 Usindja 258, 295, 412
 Ussangu-Steppe 269
 Ussongo-Schichten 295
 Ussuri 302
 Usukuma 257

V

Vaal 44
 Valojoro 418
 Varistiden 22
 Varistisches Gebirge 22, 35,
 48
 Vatomandry 350, 371
 Vavavato 346
 —-Kette 349
 Ventersdorp-Formation 43
 Verebnungsflächen 282, 283
 Vereinigung, frühdiluviale,
 von Indik und Mittelmeer
 74
 Vergletscherung 246
 —, diluviale 246, 247
 Verschiebung Syriens 122
 Verschleierte Graben 89
 Versenkte Täler an der süd-
 arabischen Küste 84
 Versteinerter Wald 153
 Verstopfungen im Ghasal-
 Becken 132

Vertebraria 300
 Verwitterung 345
 Verwitterungs-Böden Kor-
 dofans 172
 —-Erden 201
 —-Massen, sandsteinartige
 320
 —-Rillen 381
 —-Rinden 270
 Vierfüßer 352
 Vikariieren 96
 — der Brüche 82
 Viktoria-Graben 261
 —-Nil 169, 260
 —-See 226, 258
 Virunga-Vulkane 41, 232
 — —, Gesteine 264
 Vizente 50
 Vohambohitra 348
 Vohimena 362
 Vohipeno 372
 Vohitsitandanitra 418
 Volonandrongo 419
 Vorderindien 24, 34
 Vorderindischer Zusammen-
 schub 34
 Vorplateau 284, 285, 288
 —-Stufe 326
 Vraconnien 66, 145
 Vulkane 49, 187
 Vulkanische Decken 242
 — Landschaft 227, 237
 — —, Geschichte 248
 — — Ostafrikas 41
 Vulkanismus 336, 371, 379
 — Afrikas 23
 — der Karrzeit 23
 — im Sudan 47
 —, tertiärer 180
 —, tertiär-quartär 40
 Vulkanite, karbone Gruppe
 76
 —, kretazisch-eozäne Gruppe
 76

W

Wadelai 231
 Wadi-Ab lagerungen 106
 — Abu Gerida 406
 — — Sille 144
 — Aiun Musa 61

Wadi Alaki 127, 141, 405
 — al-Masaila 84
 — Araba 54, 58, 59, 60, 66,
 69, 108, 109, 127, 139,
 144, 406
 — — Falte 136
 — Baba 58, 88, 401
 — Baraka 97
 — Bark 58
 — Belih 141
 — Dausir-Hanifa 54
 — Dib 406
 — el-Arish 102, 104
 — el-Hamd 54
 — el-Hesa 59
 — el-Karam-Dom 106
 — el-Kneje 59
 — el-Milh 74
 — el-Udian 79
 — Ermek-Rumem 54
 — Fardi 169
 — Fikra 109
 — Firan 70
 — Garara-Hodein 125, 147
 — Gheir 61
 — Hadramut 54, 82
 — Halfa 129, 150, 170, 171
 — Hamame 147
 — Hausaschieh 143
 — Hebran 57
 — Hodein 141
 — Jafufe 421
 — Jen 129
 — Kid 58
 — Maifa 81
 — Malik 132
 — Melathge 58
 — Modjib 69, 403
 — Muhauwat 403
 — Nasb 57, 58, 400
 — Natasch 141
 — —, jungvulkanisches Ge-
 biet 157
 — Natrun 154, 163, 166,
 408
 — Quattar 143
 — Quene 127, 145, 146, 148,
 149
 — Raib-Melhadge-Graben-
 zug 89
 — Rajan 163

Wadi Rod el-Hamal 144
 — Sannin 400
 — Saramudj 59, 60
 — Saura 19
 — Scheich-Tarfa-Thema-
 Bruch 88
 — Schellal 60
 — Selaf 58
 — Siq 60, 88
 — Sirhan 54, 79
 — Tajibe 71, 72
 — Tebin 154
 — Tumilat 408
 — Um Rajig-Schelala-
 Grabenzug 89
 — Zeidun 405
 — Zerka-Main, Kambrium
 des 60, 61
 Walfischrücken 8, 32
 Wallega 181, 410
 Wami 255
 Wangiri-Abfall 281
 Wasserscheide im Araba-
 Graben 109
 Wealden 310, 421
 Web 183
 Wehrlite 76
 Weiße Kreide 148
 Weißer Nil 11, 16, 132, 169,
 174
 Wellungen, känozoische
 280
 Wembäre-Graben 236
 —-Steppe 258, 293
 Weri 410
 Westafrika, Gebirgsbau 50
 Westjordanische Bergländer
 106
 Westküste Arabiens 84
 Westliche Störungszone 229,
 230
 West-Sahara 19

West-Sinai 77, 88
 Wiederbelebung alter
 Brüche 280
 Wilhelmberg 394
 Wilhelmstal 413
 Windgeschliffene Gerölle
 299
 Windschliff 162
 Windsor Castle 358, 366
 Windwirkung 161, 162
 Winterhochland 237, 242
 Winterregen 3
 Wirbeltierfauna 360
 Wissoke 262
 Witteberg-Schichten 43
 Witterböden, jungvulkani-
 sche 328
 Witu-Inseln 287
 Witwatersrand-Formation
 43
 Woladje 183
 Worcester-Bruch 44
 Würm-Eiszeit 74, 155,
 166
 Würmer Hiobs 60
 Wüste 4, 55
 — Djuf 19
 — esch-Schech 19
 — Igidi 19
 Wüstenkalk 117
 Wüstenkalkstein 71
 Wüstenklima des Meso-
 zoikums 23
 Wüstenplatte Egnubiens
 125
 Wüstentafel 126
 Wüstenverwitterung 162
 Wynd-lawn-Höhlen 205

Y

Yatta-Gebirge 241

Z

Zahle 73
 Zebedani 115
 Zederhain von Bacherre 114
 Zeila 205
 Zeit-Kette 141
 Zentralafrikanischer Graben
 229
 Zentralafrikanisches Schie-
 fergebirge 227
 Zentralbahn 306
 Zentrale Hochflächen Süd-
 afrikas 14
 Zentralgranit 227, 279, 290
 — Ostafrikas 41
 Zentral-Massiv 343
 Zerreißen von Krusten-
 feldern 30
 Zerrgraben 89, 100, 122
 Zerspalten 93, 96, 288
 Zerrungserscheinungen 240
 Zerrungsrisse 23
 Zerrungstheorie der Graben-
 bildung 93
 Zeugenberge 159
 Zink 406, 417
 Zioni, Krater 379
 Zomandao 353
 Zone der Cidaris glandaria
 64
 — — Collyrites bicordata
 63
 — — kleinen Massive 46
 — — Rhynchonella mora-
 vica 64
 — des Harpoceras Socini 63
 — — Pecten capricornus
 63
 — kräftigster vulkanischer
 Tätigkeit Ostafrikas 85
 Zwarte-Berge 13
 Zwischenseengebiet 224

Verzeichnis der Fossilien

A

Acanthoceras Albrechti
Austriacae 317
— harpax 69
— Mantelli 67, 69
— palästinense 68, 69
— rotomagense 67, 68, 69
Acanthoceras 317
Acrolepis Drummondi 303
Acrosalenia Lemoinei 356
Aepyornis sp. 360
Aetheria sp. 155, 166, 319
— Caillaudi 132
Affen 319
Alaria Schweinfurthi 146
Alectryonia hastellata 64
— cf. macroptera 315
Alveolina decipiens 71, 149
— elliptica 358
— Fraasi 68
— frumentiformis 149
— oblonga 149
— ovoidea 358
— pasticillata 149
— subpyrenaica 358
Ampullaria sp. 166
— ovata 319
Amussium cristatum 317
Ananchytes ovata 68, 146
Anodontophora Muensteri
61, 62
Anomacare Campbells 60
Anoplotheriiden 152
Anthracosia Loewinsoni 300
Anthracotheriiden 152
Antilopen 319
Araucarioxylon 144, 151,
152, 158
Arca Gabrielis 190

Arca granulosa 329
Archaeolemur sp. 360
Arsinoitherium sp. 134
— Zitteli 152
Aspidoceras sp. 64
— cf. acanthicum 356
— altenense 186
— avellanum 356
— Fontannesi 356
— irregulare 186
— perarmatum 63
— cf. perarmatum 306
— (*Physodoceras*) Richt-
hofeni 304, 308
— somalicum 186
Assilinen 358
Astarte sp. 306
— pulla 306
Astieria scissa 309
Atherstonia sp. 352
Athyris ambigua 144
Avicula digitata 306

B

Baculites anceps 147
— asperoanceps 69
— syriacus 68, 146, 147
— cf. vagina 317
— vertebralis 69
Barroisicerus Haberfellneri
357, 358
Belemniten 187, 357
Belemnites subbastatus 186
Belemnopsis sulcata 355
Beneckeia sp. 61
Biradiolites lumbricalis 67,
146, 148, 158
Bison priscus 74

Bos primigenius 74
Bostrychoceras polyplocum
146, 147, 158
Bothryospondylus madagas-
cariensis 355
Bouleiceras nitescens 355
Bournonia excavata var.
roachensis 146
— Fourtani 146
Brachiosaurus Brancai 309
— Fraasi 309
Brachyodus sp. 319
— africanus 153
Brachyphyllum sp. 355
Buffalus sp. 319

C

Cadoceras Herveyi 356
Caesalpinium sp. 151
— Oweni 170
Camelopardalis sp. 319
Campanile sp. 190, 318
Carcharodon megalodon 318
Cardiocarpus sp. 299
Cardium corallinum 64
— edule 74
— cf. pusillum 328
— syriacum 67
Carolia placunoides 149
Carpolites sp. 298
Centetes sp. 374
— ecaudatus 360
Ceromya concentrica 184,
187, 306
— excentrica 64, 186
— paucilirata 184
Cervus dama 74
— elephas 74

Chelonier 319
 Chondrodonta Ioannae 68, 70
 — Munsoni 70
 Cidarid sp. 187
 — glandaria 63, 64
 — glandifera 305, 309
 — meandrina 356
 Cladiscites sp. 353
 Cladophlebis remota 354
 Clypeaster sp. 158, 318
 — aegyptiacus 154
 — grandifloris 72
 — Rohlfsi 153
 Codiopsis doma 68
 Coelacanthus madagascariensis 353
 Coeloceras Humphriesi 62
 Coenothyris vulgaris 61
 Colobodus africanus 300, 303
 Colobodus cf. maximus 183
 Collyrites bicordata 63
 Conoclypeus cf. conoideus 318
 Conoclypeus Delanoui 318
 Corax heterodon 316
 Corbicula fluminalis 326
 — Grandidieri 355
 — pectinata 355, 356
 Cordillerites cf. angulatus 353
 Cosmoceras calloviense 356
 — ornatum 63
 Craspedites africanus 309
 Crioceraten 310
 Crocodilus robustus 360
 Cryptoprocta 374
 Cycloderma Victoriae 319
 Cyphosoma Abbatei 146, 148
 — aff. majus 70
 — majus 70
 Cyperus sp. 360

D

Danaeopsis marantacea 354
 Daonella sp. 61
 Derbya aff. senilis 144
 Desmoceras sp. 68
 — Beudanti 66
 — latidorsatum 317
 — aff. ponsianum 69

Dicraeosaurus Hansemanni 309
 Dicerias Noetlingi 67
 — Sattleri 309
 Dielasma hastatum 144
 Dietrichia parvula 306
 Dimorphastraea sp. 315
 Dinotherium sp. 319
 — Hobleyi 318
 Diplarea Northeyi 304
 Diplocidarid gigantea 63
 Diplograptus sp. 60
 Diplopodia hermonensis 70
 — marticensis 145
 Dorocidarid Schweinfurthi 148
 Douvilleiceras delagoense 317
 — mammillare 66
 — Mantelli 357
 — Martini var. Gottschei 317
 — Meyendorffi var. 66
 Dumortieria cf. Dumortieri 355
 Durania sp. 158
 — gaaensis 146, 148

E

Echinobrissus Humei 70
 — Lefebrei 146
 — Waltheri 70, 146
 Echinocorys Fakhryi 146, 148, 158
 Echinolampas discoides 318
 Ecrinosemus Dixoni 353
 Elephas sp. 74, 154, 319
 — antiquus Recki 319, 328
 — meridionalis 319
 Enallaster Delgadoi 67
 — syriacus 66
 Engenoceras pedernale 69
 Eocetus 149
 Eoradiolites Davidsoni 70
 — liratus 67, 68
 — plicatus 67
 — Schweinfurthi 145
 Eotherium sp. 149
 Epiaster nutrix 350
 Equiseten 145
 Equisetum Jolyi 355

Eretmophyllum sp. 299
 Ermoceras mogharensis 62
 Eryma calloviensis 306
 Estheria Greyi 298
 Estheriella 303
 Eugyra Cotteani 315
 Eusigillaria favularia 301
 Exogyra sp. 62
 — Boussingaulti 315
 — bruntrutana 64, 186
 — canaliculata 357
 — columba 316
 — Couloni 190, 310
 — decussata 219, 317
 — fiabellata 67, 68, 70, 145, 158
 — imbricata 357
 — lateralis 317
 — Minos 315
 — Overwegi 146, 147, 158

F

Fagesia bomba 146
 Farne 360
 Favia somaliensis 317
 Flemingites Russellii 353

G

Gangamopteris cyclopteroides 353
 Gangamopteris major 353
 Gavialis gangeticus 319
 Gervilleia acuta 308
 — Gr. der acuta 306
 — dentata 309
 — cf. iraonensis 306
 — Ombonii 187
 Gigantosaurus africanus 309
 — robustus 309
 Glossopteris angustifolia 299, 302
 — Browniana 299
 — indica 302, 303, 352
 — setifera 302
 Gryphaea dilatata 64
 — Gregoryi 190
 — larva 146
 — Nicaisi 146

- Gryphaea vesicularis* 68, 146,
317, 350, 357
— *vesiculosa* 190
— *Villei* 146

H

- Haploceras* Dieneri 309
— *Gr. des fialar* 308
— *priscum* 309
— *spira* 309
Harpagodes cornacaldense
355
— *cf. Ozeani* 64
Harpoceras cf. serpentinum
— *Socini* 63

- Hangia cf. metallaria* 354
Hauericeras Rembda 357
Hecticoceras Kobelli 309,
356

- Hecticoceraten* 187

- Hedenstroemia Kossmati*
353

- Helix quadridentata* 154

- Helladotherium* 328

- Hemiaster cubicus* 66, 70,
145

- *Fourneli* 146

- *Héberti* 145

- Hemicidaris abessinica* 184

- Hemipristis serra* 318

- Hemiptychina sparsiplicata*
60

- Heterodiadema libycum* 145

- Hercoglossa mazambensis*
317

- *sheringomensis* 317

- Hildoceras inclitum* var.
madagascariensis 355

- Himeraelites Liederi* 316

- Hipparion* 154, 319, 328

- *libycum* 319

- Hippopotamus* 319, 360, 376
— *hipponensis* 154

- Hippurites resectus* 67, 70,
146, 158

- *vesiculosus* 146

- Holcostephanus cf. Astieri*
357

- *Atherstonei* 357

- *crassus* 310

- Holcostephanus madagas-*
cariensis 357

- Holactypus excisus* 145

- Hopliten* 190

- Hoplites campylotoxus* 357

- *Champlioni* 190

- *Deshayesi* 357

- *Euthymi* 375

- *neocomensis* 357

- *cf. neocomensis* 310

- *Rothi* 190

- Hyaena* sp. 154

- Hyaenodon* sp. 152

- Hypsilophodon* sp. 309

- Hyracoidea* 152

I

- Idoceras mahokondobalderus*
308

- *Rufanum* 186

- Inoceramus aratus* 68

- *Balli* 147

- *cycloides* 67

- *cf. labiatus* 358

- Isocardia neocomensis* 190

- Joannites* sp. 353

K

- Kentrurosaurus aethiopicus*
309

- Kingena cubica* 64

- *gutta* 64

- *orbis* 64

- Knemiceras syriacum* 67, 69,
145, 158

- *Uhligi* 66

- Kobyia Rossi* 304

- Krokodilier* 319

L

- Laganum depressum* 74

- Lanistes* sp. 166

- *carinatus* 319

- Laurinoxylon* sp. 152

- Lecanites* sp. 353

- Leiocidaris Crameri* 70, 146

- Lepidocyclina dilatata* 318

- *formosa* 318, 360

- Lepidocyclina Mariae* 360

- Lepidodendron mosaicum* 61

- Lepidopteris stuttgartensis*
354

- Lepidorbitoides socialis* 350

- Lepidosiren* sp. 151

- Libycoceras Ismaeli* 146,
147

- Lima costata* 61

- *Harronis* 187

- *lineata* 61

- Limicolaria* sp. 319

- Lingula cf. tenuissima* var.
Zenkeri 61

- Linthia roachensis* 146, 148

- Lissoceras* sp. 356

- *deplanatum* 356

- *elimatum* 309

- Lopha cristagalli* 317

- *cristata* 355

- *Townsendi* 317

- *ungulata* 317

- *Virleti* (?) 317

- Lucina dachelensis* 69

- Lytoceras Fraasi* 304

- *aff. Fraasi* 308

- *Indra* 350

- *rex* 356

- *Sacya* 317

- *sutile* 356

M

- Machaerodus* sp. 154

- Macrocephalites holcoste-*
phanoides 187, 306

- *macrocephalus* 306, 356

- *Rabai* 187, 304

- *transiens* 356

- Macrodon Rufae* 186

- Magilus* (?) *grandis* 358

- Mammites nodosoides* 67

- Mastodon* sp. 154

- Medlicottiiden* 353

- Megaladapis* sp. 360

- Megalosaurus crenatissimus*
357

- Meekoceras jolinkense* 353

- Meekoceratiden* 353

- Melania* sp. 155, 166

- Melanopsis* sp. 166

- Micrometra alata* 60
Modiola sp. 187
— *imbricaria* 184
— *imbricata* 356
— *minuta* 183
— *plicata* 306
— *simplex* 190
Moeritherium sp. 134
— *Andrews* 152
Monopleura aff. *marcida* 315
Montlivaultia sp. 356
Mortoniceras texanum 358
Myalina Tommasii var. *obtusata* 61
Myoconcha aff. *Goldfussi* 61
Myohyrax Oswaldi 319
Myophoria inaequicostata 62
— *intermedia* 61
— *laevigata* 61
— *omanica* 62
— *transversa* 61
Myophoricardium lineatum 61
Myophorien 353
Myophoriopsis jordanensis 61
Mysidioptera cf. *vixcostata* 61
Mytilus aquitanicus 153, 158
- N
- Nanosaurus* sp. 309
Natica sp. 64
— *farafrensis* 146
— *Zetes* 306
Nautilus sp. 310
— *danicus* 146
— *desertorum* 146
— *latifrons* 309
— *Mermeti* 145
— *Sattleri* 309
Nebroditas sp. 308
— *aethiopicoherbichi* 308
Neolobites Brancai 145
— *Fourtaui* 145
— *Peroni* 145
— cf. *Peroni* 69
— *Schweinfurthi* 145, 158
— *vibrayeanus* 67, 70
Neptychites Xetiriformis 69
- Nerinea abeihensis* 66
Nerinella Credneri 309
— *requieniana* 148
Neritina sp. 166
Nicolia sp. 151, 152
Noeggerathiopsis sp. 299, 301, 302
— cf. *lacerata* 354
Noetlingia Boulei 350
Nothosaurus sp. 61
Nucula tremolatestriata 146
Nummulites atacicus 358
— *Beaumonti* 149
— *biarritzensis* 149, 358
— cf. *biarritzensis* 318
— *Carteri* 358
— *Champollioni* 149
— *cretaceus* 68
— *deserti* 149, 158
— *dilatata* 318
— *Ehrenbergi* 149
— *Fabianii* 318
— *Fichteli* 150, 158
— *formosa* 318
— *gizehensis* 71, 134, 149, 150, 158
— *Guetardi* 71
— *intermedia* 150, 158, 318
— *lucasana* 71, 358
— — var. *obsoleta* 149
— *obesa* 149, 158
— *pengaroensis* 318
— *perforatus* 318
— *planulata* 71
— *Ramondi* 149, 158
— *solitaria* 149
— *sumatrensis* 318
— *variolaria* 71, 149, 318
— *Zitteli* 149
Nymphäaceen 145
- O
- Oecotraustes Renggeri* 63
— *subfuscus* 62
Oppelia conjungens 356
— *fusca* 62
— *Kobelli* 356
— *Nisus* 317
— *trachynota?* 304
— *Waterhousi* 62
- Orbitolina* sp. 316
— *bulgarica* var. *Janenschii* 216
— *complanata* 71
— *concava* 66, 70, 316
— *lenticularis* 66, 67, 316
Orthis Michelini 60
— *resupinata* 60
Orthophragmina Archiaci 358
— *papyracea* 318
— cf. *Pratti* 318
Osmundaceen 145
Ostrea africana 67, 145
— *Boucheroni* 146, 147
— *Bourguignati* 146, 158
— *columba* 145
— *costata* 306
— *Costei* 146, 148
— *crassissima* 72
— *cucullata* 154, 158
— *Delettrei* 70, 145
— *Deshayesi* 357
— *dichotoma* 146
— *flabellata* 67, 68, 70, 145, 158
— *gingensis* 317
— — var. *setensis* 154
— *grypheoides(?)* 317
— *Heinzi* 148
— *hippopodium* 70
— *montis caprilis* 61, 62
— *Nicaisei* 69
— *olisiponensis* 67, 70, 145, 158
— — var. *pseudoafricana* 70
— *Osiris* 146
— *pseudocrassissima* 74
— *santonensis* 357
— *suborbiculata* 145
— *ungulata* 350
— *Villei* 69, 147, 158
— *Virleti* 153, 154, 158
Otoceras sp. 353
- P
- Pachydiscen* 317
Pachydiscus sp. 68
— *arrialoorensis* 69
— aff. *Neubergicus* 69

- Pagiophyllum* sp. 355
Palaeonodonta Fischeri Am. 298
 — *okensis* 300
Palaeobacteria sp. 352
Palaeomastodon sp. 184
 — *Beadnelli* 152
Palaeomutela sp. 298
 — cf. *elegantissima* 300
 — *Keyserlingi* 300
 — cf. *laevis* 300
 — *Murchisoni* 300
 — *obliqua* 300
 — *oblonga* 300, 302
 — cf. *orthodonta* 300
 — cf. *ovalis* 300
 — *rhomboidalis* 300
 — *semilunulata* 300
 — cf. *subovalis* 300
Palaeopropithecus sp. 360
Palmoxylon sp. 152
Pandanus sp. 360
Paradoxides sp. 60
Parahoplites Deshayesi 69
Parallelodon Egertoni 64, 186
Paraphiomys Pigotti 319
Parapithecus Fraasi 152
Parkinsonia Parkinsoni 356
Pecopteris exilis 355
Pecten aduncus 72
 — *capricornus* 63
 — *caralitanus* 72
 — *demissus* 306
 — aff. *discites* 61
 — *farafrensis* 146
 — Gruppe des *lens* 306
 — *inaequistriatus* 61
 — *obtus* 146, 148
 — *pumilus* 306
 — *scabrellus* 72, 154, 158
 — sub-*Malvinae* 153, 154
 — *Vasseli* 74, 80, 287, 317, 329
 — *Zitteli* 153, 158
Pedinopsis sinaica 145
Peltoceras arduennense 304
 — *bimammatum* 64
 — *transversarium* 63
Peltocerraten 187
Peroniceras Sandrezkii 69
Perisphincten 187
Perisphinctes cf. *abadiensis* 64
 — cf. *Achilles* 309
 — cf. *Adelus* 186
 — *aeneiformis* 186
 — *africogermanus* 308
 — *Arussiorum* 186, 188
 — *balinensis* 356
 — *Bleicheri* 309
 — cf. *convolutus* 306
 — *curvicosta* 187
 — cf. *frequens* 186
 — *Gallarum* 186
 — *hians* 356
 — *indicus* 356
 — cf. *mombassanus* 309
 — *mtaruensis* 306
 — *Mülleri* 308
 — *omphalodes* 356
 — *pendambilianus* 306
 — *planula* var. *laxevoluta* 188
 — *plicatilis* 356
 — *Pottingeri* 64
 — cf. *Pralairei* 356
 — *Recki* 308
 — *sparsiplicatus* 309
 — cf. *sparsiplicatus* 309
 — *Staffi* 309
 — cf. *subdulus* 64
 — cf. *torquatus* 186
 — *varicostatus* 63
 — *Wischniakoffi* 187
Phacochoerus sp. 319, 376
Pholadomya sp. 355
 — *angustata* 306
 — *carinata* 187, 306
 — *exaltata* 306
 — *Picteti* 187, 190
 — *Protei* 186, 187
Pholadomyen 184
Phylloceras disputabile 62, 63, 306
 — *Feddeni* 356
 — aff. *haloricum* 306
 — aff. *infundibulum* 310
 — *Kudernatschi* 304
 — *malayanum* 304
 — *mediterraneum* 62, 305, 356
Phylloceras mesolecum 308, 309
 — *plicatum* 63
 — *ptychoicum* 308
 — *Salimas* 64
 — *semistriatum* 66, 316
 — *serum* Opp. var. *perlobata* Sayn 316
 — *subplicatus* 308
 — *Velledae* 357
 — *vicarium* 356
Placenticeras cf. *pseudoplacenta* 69
 — *Simonyi* 219
 — *subplanum* 69
Pleuromya peregrina 306
Pleuronectites Aubryi 185, 187
Plicatula sp. 187
 — *Ferryi* 148
 — *fissistriata* 61
 — *Fourneli* 145
 — *moabensis* 61
Podocnemis aegyptiaca 153, 319
 — *progaleata* 151
Potamides sp. 319
Posidonia Buchi 306
Praeradiolites Ponsianus 67, 146
 — — var. *egyptiaca* 146, 148
Pristochampsa sp. 319
Productus costatus 60
 — cf. *Indicus* 60
 — cf. *pusillus* 144
 — *scabriculus* 60
 — *semireticulatus* 144
Proplanulites Kinkelini 306
Propliopithecus Haeckeli 152
Protocetus sp. 149
Protopterus sp. 151
Protosaurus sp. 352
Protosiren sp. 149
Prozenglodon sp. 149
Pseudaelurus africanus 319
Pseudocidaritis lusitanica 63
Pseudomonotis echinata 306
Pseudotissotia cf. *Luciä* 67
 — *macrodiscus* 69

Pseudotissotia segnis 69,
145, 146
Pterodon sp. 152
Ptychoparia sp. 60
Pugnellus crassicosatus
350
Puzosia cf. *Denisoniana*
358
— *latidorsata* 66
— *Matheroni* 66
— *planulata* 357
Pygope nucleata 188

Q

Quercus ilex 162

R

Radiolites cf. *angeoides*
316
— cf. *Arnaudi* 70
— cf. *mammilaris* 70
— *Sauvagesi* 70
Ranina marestina 318
Raphia sp. 360
Reineckia anceps var. *Grep-*
pini 356
Reticularia cf. *lineata* 144
Rhinoceros sp. 154, 319
— *Schleiermacheri* 319
— *tychorhinus* 74
Rhynchonella aequatorialis
306
— *concinna* 356
— *Drusorum* 64
— *Edwardsi* 186
— *lotharingica* 356
— *Moorei* 355
— *moravica* 63, 64, 187,
188, 356
— *polymorpha* 318
— *somalica* 186
— *subnobilis* 187
— *subtetraedra* 186
Roudaireia cordialis 350
— *Drui* 146
Rubenia attenuata 61
— *hesbanensis* 61

S

Sagatherium sp. 152
Saurosternum sp. 352
Salenia egyptiaca 148
— *scutigera* 70
Scaphites Kambysis 146,
147
Schafhaeutlia astartiformis
61
— *subquadrata* 61, 62
Schizoneura gondwanensis
302, 354
cf. *Schizoneura?* *gondwa-*
nenensis 299
Schloenbachia Dieneri 68
— *inflata* 357
— *oliveti* 68
— *quattuornodosa* 69
— *quinquenodosa* 69
— *sequens* 69
— *texana* 69
Schloenbachien 357
Scutella Zitteli 153
Sigillaria sp. 61
Siluriden 319
Simopithecus Oswaldi 319
Sinopa sp. 152
Siphonotreta sp. 60
Sonneratia arabica 69
Sonninia decora 355
Sowerbyceras aff. tortisul-
catus 304
Spatha sp. 155, 166
— *nilotica* 74
Sphaeroceras bullatum 305
Sphagnum sp. 360
Sphenozamites sp. 355
Sphyrna prisca 318
Spondylus Dutempleanus
146
Spirifer convolutus var.
144
— *aff. fasciger* 144
— *mosquensis* 144
— *aff. mosquensis* 144
— cf. *trigonalis* 144
Spiriferina sp. 355
— *rostrata* 355
Stoliczkaia cf. dispar 67
Streblites Frotho 308
— cf. *planopicta* 308

Streptorhynchus crenistria
60
Stenopteris sp. 301
Subsigillaria leiodermaria
301
Syringopora sp. 353

T

Taeniopteris magnifolia 354
Taramelliceris cf. compsum
306
— *trachynota* 308
Terebratula sp. 62
— *asiatica* 64
— *Baubini* 64
— *bisuffarcinata* 63, 64,
187
— *carnea* 68
— *circumdata* 356
— *subsellata* 64, 186, 187,
188
— *substriata* 64
— *suprajurensis* 186
Teredo sp. 317
Testudo ammon 151
— *crassa* 319
— *Grandidieri* 360
Thomasites Rollandi var.
globosa 69
Thuyites 298, 355
Tiphonodorum sp. 360
Tirolites sp. 353
Tissotia Fourneli 146
— *Schweinfurthi* 146, 158
— *Tissoti* 70, 146, 148,
158
Titanosaurus madagascari-
ensis 357
Toucasia carinata 315
Toxaster Collegnoi 190
— *Dieneri* 67
Trigonia Bornhardti 310
— *conocardiformis* 310
— *costata* 355, 356
— — *var. pullus* 184
— Gruppe der *costata*
306
— *distans* 67
— *libanensis* 64

Trigonia longa 357

- *Picteti* 187, 190
- *pseudocrenulata* 66, 67
- *pullus* 356
- *Schwarzi* 310, 316
- *Smeei* 309, 310, 316
- *syriaca* 66
- *ventricosa* 309

Trionyx senckenbergianus
153*Trochactaeon Salomonis* Fr.
148*Tropidophora njasana* 319*Turrilites Bergeri* 317

- *costatus* 69

U

- Ullmannia* sp. 299
- Unicardium laevigatum* 308
- Urus arctos* var. *syriaca* 74

V

- Vascoceras Durandi* 146
- *Kossmati* 146, 158
- Velopecten* cf. *abjectus* 306
- Vertebraria* 300
- Vivipara* sp. 73, 155, 166
- Viviparus unicolor* 271
- Virgatosphinctes mahokon-*
dobeyrichi 308

Volutilithes cf. *sanarensis*
317

- Volsella* cf. *Paronai* 61
- Vola quadricostata* 68, 70
- *quinquecostata* 316
- Voltziopsis* 299
- Voltzia* sp. 299
- cf. *heterophylla* 354

W

- Waagenia Hildebrandti* 304
- Waldheimia humeralis* 186

Z

- Zeilleria sarthacensis* 355

Handbuch der Geologie und Bodenschätze Deutschlands.

Unter Mitwirkung zahlreicher Fachgelehrter herausgegeben von **Dr. Erich Krenkel**, a. o. Prof. für Geologie und Paläontologie an der Universität Leipzig.

Bisher wurden ausgegeben:

Geologie von Württemberg nebst Hohenzollern

von Professor **Dr. Edwin Hennig**. Mit 9 Tafeln und 61 Textabbildungen Gebunden 20.25

Die Braunkohlen Deutschlands von Professor **Dr.**

Kurt Pietzsch mit 20 Tafeln und 105 Textabbildungen. Gebunden 30.—

Geologie von Bayern. I. Teil: Nordbayern. Fichtel-

gebirge. Frankenwald von Landesgeologen Priv.-Doz. **Dr. Wurm** in München *Unter der Presse*

Weiter folgen:

Die bayerischen Alpen von Professor **Dr. Leuchs** in München.

Westfalen von Bergrat Professor **Dr. Baertling**. Landesgeologen Bergrat **Dr. Schmidt**. Landesgeologen **Dr. Paeckelmann** in Berlin.

Nordwestdeutsches Tiefland von Geh. Bergrat **Dr. Gagel** und Landesgeologen Bergrat **Dr. Stoller** in Berlin.

Geologie von Baden von Geh. Hofrat Professor **Dr. W. Deecke**.

I. Teil: Einleitung. Grundgebirge. Paläozoikum, Mesozoikum. Mit 61 Textabbildungen Geheftet 15.—

II. Teil: Känozoikum. Tektonik. Hydrographie, Bergbau. Mit 61 Textabbildungen Geheftet 15.—

Morphologie von Baden auf geologischer Grundlage, eine Ergänzung der Geologie von Baden, von Geh. Hofrat Prof. **Dr. W. Deecke**. Mit 181 Textabb. Geh. 30.—

Geologie von Pommern von Geh. Hofrat Professor **Dr. W. Deecke**. Mit 40 Textabb. Geheftet 10.50

Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen (Granittektonik)

von **Dr. Hans Cloos**, o. Professor an der Universität und an der Techn. Hochschule, Direktor des Geolog. Instituts zu Breslau.

I. Spezieller Teil: **Das Riesengebirgsmassiv in Schlesien.** Bau, Bildung und Oberflächengestaltung. Mit vielen Textabbildungen, Tafeln und Karten. Gebunden 16.50

Das Buch bringt eine nach den tektonischen Methoden und Gesichtspunkten des Verfassers gearbeitete Monographie des Riesengebirgsmassivs in Schlesien. Es bildet zugleich die Grundlage einer systematischen Durcharbeitung der „Granittektonik“. Die ersten Abschnitte sind beschreibenden, die späteren allgemeinen Inhalts, darunter eine Untersuchung über die Morphologie des Granitgebietes in Beziehung zu seinem Bau.

Grundfragen der vergleichenden Tektonik

von Prof. **Dr. H. Stille**, Göttingen. Mit 14 Textabbildungen. Gebunden 24.75

Ein ungemein fruchtbarer Forschungsweg der tektonischen Geologie liegt in der vergleichenden Behandlung der Probleme unter Heranziehung recht vieler und gut erforschter Einzelfälle. Dabei muß neben dem fertigen tektonischen Gebilde insbesondere auch sein Werdegang mit allen seinen Phasen vergleichend ausgewertet werden, und das setzt die genaue zeitliche Analyse der Vorgänge voraus. So steht diese auch in den „Grundfragen der vergleichenden Tektonik“ im Vordergrund, indem versucht wird, die tektonischen Vorgänge der Vorzeit unter Zugrundelegung der weitesten Erdgebiete in ihre Einzelphasen auszulösen. Damit wird eine sehr verbreitete Basis für die Behandlung bedeutsamer Grundfragen der Tektonik gewonnen.

Das Buch ist in erster Linie für den Fachgeologen bestimmt. Aber die Materie an sich, ihre Behandlungsart und die Ergebnisse sichern ihm die Beachtung weiter naturwissenschaftlich interessierter Kreise, die an den Problemen der Geodynamik nicht vorbeigehen wollen.

Politische Geographie

von **Dr. Otto Maull**, Professor an der Universität Frankfurt a. M. Mit zahlreichen Textabbildungen und 27 Textkarten. (XV u. 743 S.) 1925 Gebunden 42.—

Die natürlichen Grundlagen der gesetzmäßigen Charakterentwicklung der Völker

auf religiöser und naturwissenschaftlicher Grundlage und in Abhängigkeit von der Landschaft von **Dr. S. Passarge**, o. ö. Professor an der Universität Hamburg. (173 S.) 1925

Gebunden 5.40



556
K92
V.1

556.K92 V01



556 K92 V01
KRENKEL E GEOLOGIE AFRIKAS

↑
INSERT BOOK
MASTER CARD
FACE UP IN
FRONT SLOT
OF S.R. PUNCH

MASTER CARD

4108E 90144-0



UNIVERSITY OF ARIZONA
LIBRARY



S0-BGJ-427

